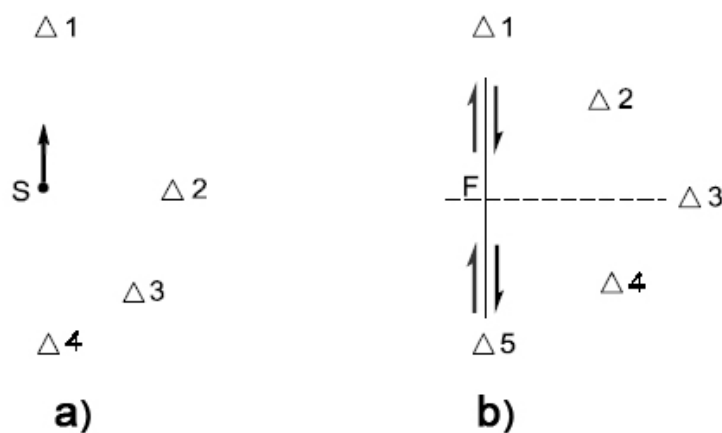


### ۳.۴ تعیین راه حل های سطح گسل

#### ۳.۴.۱ مقدمه

مسیر (پلاریته) و دامنه حرکت یک ارتعاش مربوط به زمین لرزه در یک ایستگاه دور، هم به نوع ارتعاش بررسی شده و هم به موقعیت ایستگاه نسبت به حرکت منبع زمین لرزه بستگی دارد. این ویژگی در تصاویر b و a ۳.۲۳ نشان داده می شود.



تصویر ۳.۲۳a یک جابه جایی خطی منبع نقطه ای S را نشان می دهد در حالیکه تصویر ۳.۲۳b تغییر مکان برش به سمت راست را در امتداد سطح گسل F به تصویر می کشد. جابه جایی برش، رایج ترین مدل برای توصیف گسستگی های گسل زمین لرزه می باشند. توجه کنید که در بحث پایین ما منبع را به عنوان یک منبع نقطه ای با ابعاد بسیار کمتر از فاصله تا ایستگاهها و طول موج و ارتعاش بررسی شده، در نظر می گیریم. اول ما به موقعیت نشان داده شده در تصویر 3.23b توجه می کنیم. هنگامی که S به سمت  $\Delta 1$  حرکت می کند، این ایستگاه ورود یک ارتعاش P فشاری (+) را مشاهده خواهد کرد (یعنی، حرکت و تکان اول از S دور است)،  $\Delta 4$  یک ارتعاش P با علامت مخالف (-)، یک انبساط، را ثبت خواهد کرد (یعنی، تکان اول به سمت S است)، و ایستگاه  $\Delta 2$  اصلاً هیچ ارتعاش P دریافت نخواهد کرد. از سوی دیگر، ارتعاشات S

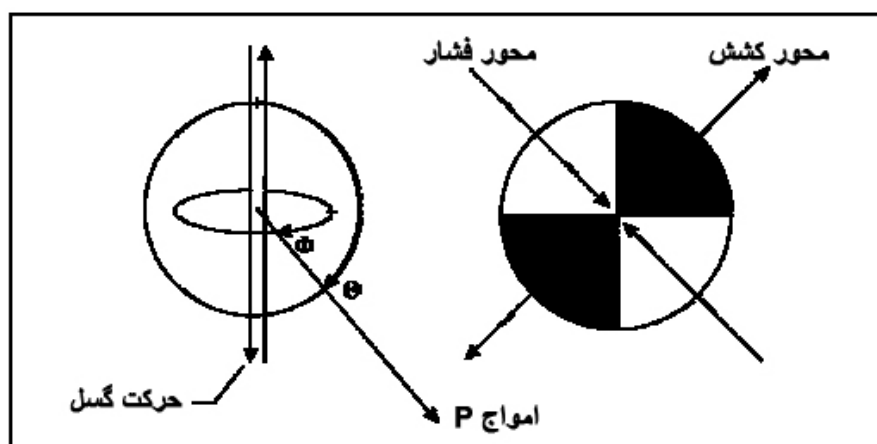
که موازی با جابه جایی S و عمود بر مسیر انتشار ارتعاش قطبیده می شوند ، در  $\Delta 2$  و نه در  $\Delta 4$  و  $\Delta 1$  ثبت خواهند شد در حالیکه ایستگاه  $\Delta 3$  هر دو ارتعاش P و S را دریافت خواهد کرد .

**تصویر ۳.۲۳:** مسیر جابه جایی منبع با توجه به ایستگاههای زمین لرزه  $\Delta i$  برای a ( یک نیروی واحد در نقطه s و b ) برای یک گسستگی گسل F . توجه کنید که در بحث و بررسی پایین ، ما منبع را را به عنوان یک منبع نقطه ای با ابعاد گسستگی بسیار کوچکتر از فاصله تا ایستگاهها در نظر می گیریم . مورد گسستگی یک گسل تا اندازه ای متفاوت است ( تصویر b ۳.۲۳ ) . در ایستگاههای  $\Delta 1$  و  $\Delta 5$  ، که در مسیر کوبشی گسل قرار گرفته اند ، علامت های مخالف حرکت تکان P در هر دو سمت گسل حذف خواهد شد ، یعنی ، هیچ ارتعاش P مشاهده نخواهد شد . این مورد اخیراً برای ایستگاه  $\Delta 3$  که عمود بر گسل قرار گرفته اند نیز اعمال می شود . از سوی دیگر ، ایستگاههای  $\Delta 2$  و  $\Delta 4$  ، که در یک زاویه  $45^\circ$  درجه نسبت به گسل قرار گرفته اند ، تکان های ارتعاش P- را با ماکزیمم دامنه اما علامت مخالف ثبت خواهند کرد . این مطلب از تصویر a ۳.۲۵ نیز بسیار واضح و آشکار است . این تصویر قطبش های متفاوت و " گوشه ها " نوسانی در ۴ قسمت و گوشه نشان می دهد . طول پیکان های جابه جایی متناسب با دامنه های ارتعاش P مشاهده شده در مسیرهای متفاوت از گسل است . بنابراین ، با مشاهده جهت اولین تکان های ارتعاشات P در بسیاری از ایستگاهها در آزمون ها ( سمت های ) مختلف با توجه به منبه ، استنتاج یک " راه حل سطح گسل " ممکن خواهد بود . اما به دلیل تقارن الگوهای اولین تکان ، دو سطح گسستگی پتانسیل ، عمود بر هم ، می تواند ایجاد شود . بنابراین ، براساس داده های پلاریته به تنهایی ، یک ابهام و تضاد باقی خواهد ماند در مورد این که کدام یک صفحه گسل در حال فعالیت بود . این ابهام فقط می تواند با در نظر گرفتن داده های تکمیلی در مورد فرکانس و دامنه سمتی یا الگوهای فرم ارتعاش که بواسطه اثر منبع در حال جابه جایی دوپلر کنترل می شوند ، و یا داده های میدانی در مورد جهت گیری و ماهیت گسل های زمین ساختی زلزله ای رفع شود.

برطبق مطالب بالا، توزیع دامنه و شدت ارتعاشات  $P$  برای یک منبع نقطه ای با مکانیسم برش خالص دو بل – کوپل ، در یک سیستم مختصات کروی  $(\theta, \phi)$  بواسطه این فرمول توصیف می شود:

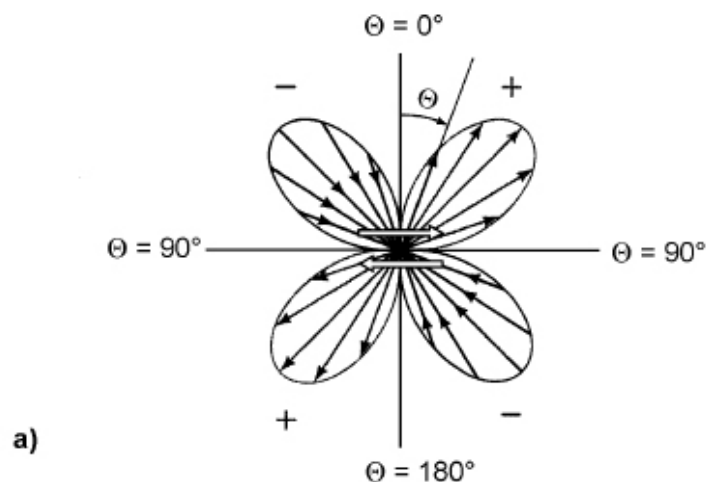
$$Ap(\theta, \phi) = \cos \phi \sin 2\theta \quad (۳.۶۷)$$

این عبارت و فرمول، کره کانونی را به چهار ربع تقسیم می کند . کره کانونی برای یک مطلب نقطه ای زمین لرزه ای ، یک کره آبهستن از شعاع های کوچک قرار دادی متمرکز شده در مرکز منبع است . در هر ربع ، علامت تکان اول ارتعاش  $P$  (پلاریته ) تغییر نمی یابد اما دامنه ها و شدت ها در مرکز ربع ، بزرگ و نزدیک به (یا روی ) سطح گسل و سطح فرعی کم و کوچک (یا صفر ) می باشد . خطوط گرهی برای ارتعاشات  $P$  ، که روی آنها  $Ap(\theta, \phi) = \cos \phi \sin 2\theta = 0$  ، ربع ها را از هم جدا می کنند. آنها تصویر افقی دو سطح گسل عمود برهم که از میان کره کانونی می گذرد ، منطبق هستند . ربع های روبه رو هم دارای پلاریته یکسان و ربع های کنار هم دارای پلاریته متفاوت می باشند. توجه کنید که تراکم دو فشردگی در ایستگاههای قرار گرفته در ربع کشش (Tension) مشاهده می شود ( نیرو به سمت خارج از منبع نقطه ای هدایت می شود ) درحالیکه اتساع و انبساط در ایستگاههای موجود در ربع تراکم و فشردگی دیده می شود (نیرو به سمت منبع نقطه ای هدایت می شود ) .

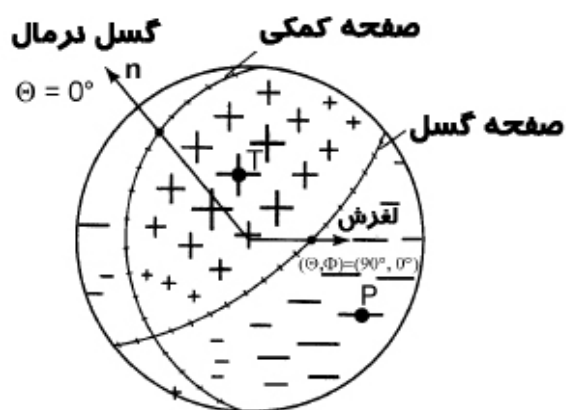


**تصویر ۳.۲۴:** نمای نقشه الگوی تابش و تشعشع ارتعاش  $p$  برای یک گسل برش  $\theta$ ، آزمون در صفحه است در حالیکه  $\phi$  در حقیقت سه بعدی می باشد. تصویر ۳.۲۳ را نیز مشاهده کنید.

نواحی سیاه: پلاریته +، نواحی سفید پلاریته منفی موقعیت ربع های روی کره مرکزی به جهت گسل فعال و جهت مسیر لغزش در فضا بستگی دارد. این مطلب در تصویر ۳.۲۵ به نمایش کشیده می شود، الگوی تابش ارتعاش  $p$  را برای یک حادثه رانشی با برخی مؤلفه های کوبشی - لغزشی نشان می دهد. بنابراین، برآورد پلاریته های تکان اول ارتعاش  $p$  و تصویر قبلی آنها بر کره کانونی با ما این امکان را می دهد که نوع مکانیسم کانونی یک واقعه برشی را تعیین کنیم (راه حل سطح گسل). تنها مشکل این است که مرکز زمین لرزه و مسیر شعاع زلزله از منبع به ایستگاههای جداگانه باید مشخص باشد. این ممکن است برای یک مدل ناهمگون با ساختار سرعت ۲ بعدی یا ۳ بعدی، مشکل باشد.



a)

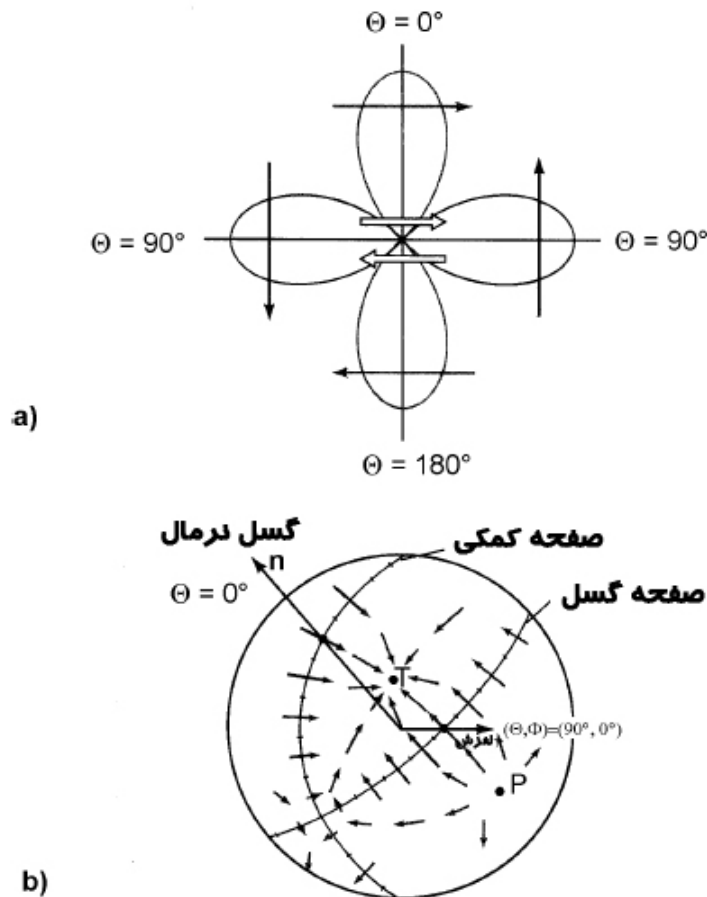


b)

**تصویر ۳.۲۵:** الگوی تابش مؤلفه جابه جایی شعاعی ( ارتعاش -  $p$  ) به سبب یک منبع دوبل-  
 کوپل : a) برای یک صفحه با آزمون ثابت ( با دامنه های گوشه متناسب با  $\sin 2\theta$  ) و b) بر یک  
 کره متمرکز شده بر محل تقاطع . علاوت های + و - به سائزهای مختلف دلالت بر نوسان دامنه  
 ( با  $\theta, \phi$  ) حرکت های هدایت شده به سمت داخل یا بیرون دارد . صفحه گسل و صفحه فرعی  
 خطوط گرهی هستند که بر روی آنها  $\cos \phi \sin 2\theta = 0$  . جفت پیکانها در a) مرکز نشان  
 دهنده جابه جایی برش می باشند. به ربع های متناوب مسیرهای روبه رو داخل و رو به بیرون  
 دقت کنید .

راه حل های صفحه گسل که بستگی به حرکت اول ارتعاش  $p$ - دارد ، بهتر محدود خواهد شد در  
 صورتیکه الگوی تابش متفاوت دامنه های جابه جایی ارتعاشات  $s$  در نظر گرفته شود. یک مثال

برای راه حل صفحه گسل مشابه نشان داده شده در تصویر ۳.۲۵ برای امواج  $p$ ، در تصویر ۳.۲۶ ارائه می شود.



**تصویر ۳.۲۶:** الگوی تابش مؤلفه جابه جایی عرضی (ارتعاش -  $s$ ) به سبب یک منبع دوبل - کوپل. (a) در صفحه  $\{\phi = 0, \phi = \pi\}$  و (b) بر یک کره متمرکز شده بر محل تقاطع. پیکان های قرار گرفته در هر کناره در (a) مسیر جابه جایی ذرات مطابق با کناره را نشان می دهند و در حالیکه پیکانهایی با سایز و مسیر متغییر در سطح کره در (b) نوسان حرکات و تکان های عرضی نسبت به  $\theta, \phi$  را نشان می دهند. در اینجا مانند تصویر ۳.۲۵ خطوط گرهی وجود ندارد اما فقط نقاط گرهی در جایی که حرکت و تکان صفر است وجود دارد. توجه کنید که نقطه گرهی

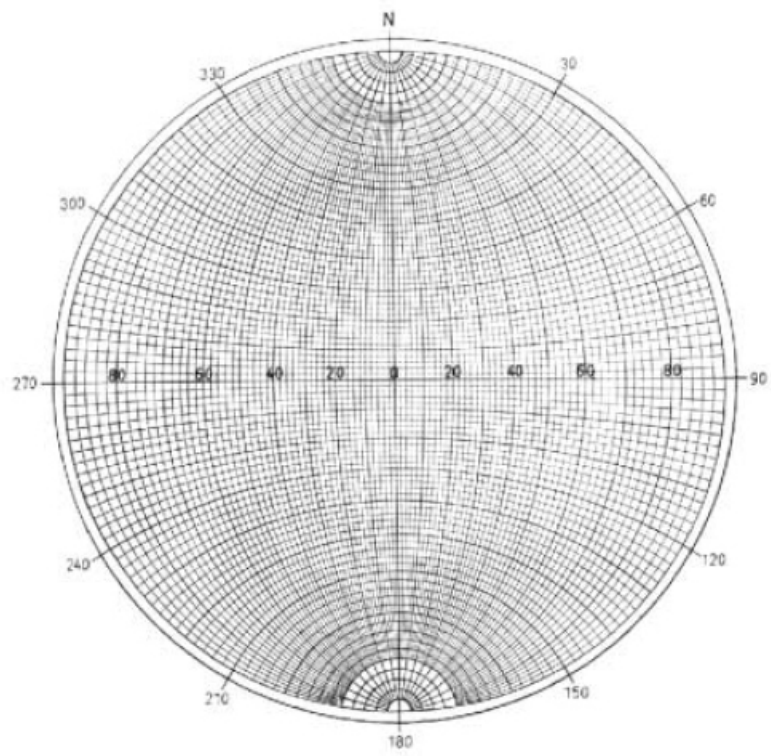
برای حرکت عرضی در  $(\theta, \phi) = 45^0, 0^0$  در T در الگو برای حرکت طولی ماکزیمم است + تصویر (۳.۲۵) در حالیکه ماکزیمم حرکت عرضی (برای مثال، در  $\theta = 0$ ) در یک خط گرهی برای حرکت طولی رخ می دهد. جفت پیکان در a در مرکز دلالت بر جابه جایی هایی برش دارند. درمورد مکانیسم دوپل – کوپل، براساس تصویر ۳.۲۴، الگوی دامنه ارتعاش s- از این رابطه تبعیت می کند:

$$A_s = \cos 2\theta \cos \phi\theta - \cos \theta \sin \phi\theta \quad (3.68)$$

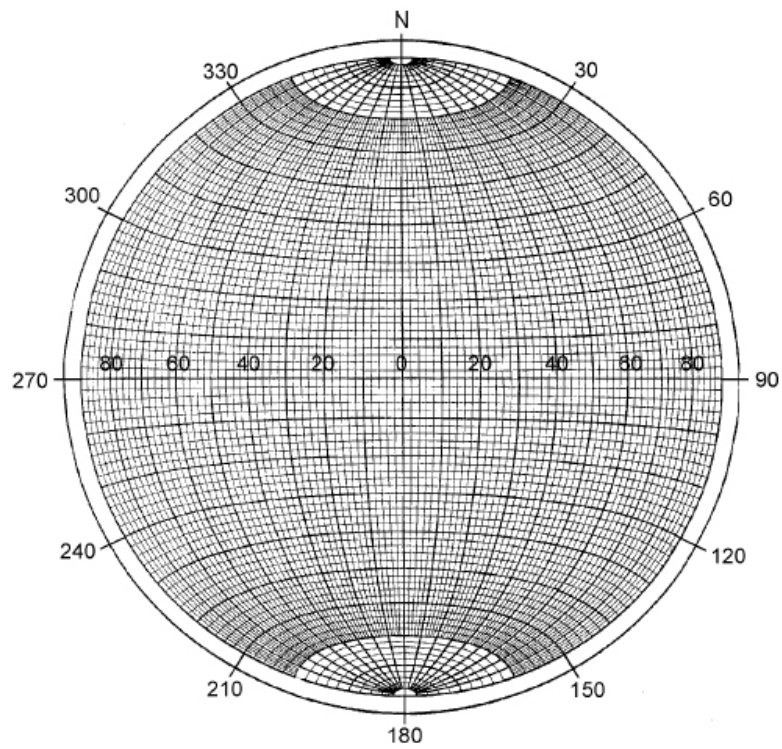
که  $\theta, \phi$  بردارهای واحد در مسیر  $\theta, \phi$  می باشند، و  $A_s$  بردار جابه جایی ارتعاش برش است.

### ۳.۴.۲ تعیین دستی راه حل های صفحه گسل

راه حل های دستی صفحه گسل به طور طبیعی وابسته به خواندن و قرائت پلاریته ارتعاش p هستند که فقط بر دو نوع تصویر ترسیم می شوند، یا شبکه Wulff با زاویه برابر با تصویر محیط یکسان و یا مساحت برابر lambert – schinuth. تصویر دومی یک طرح کمتر درهم و برهم از داده ها با زوایای جهش کمتر از ۴۵° درجه را ارائه می دهد اما در اصل پروسه ساخت صفحات گسل یکسان و مشابه است.



The Wulff Net



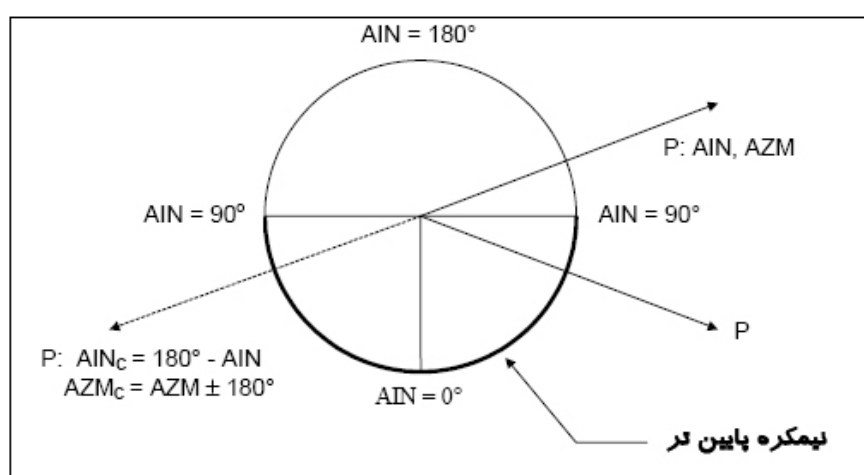


برای بدست آوردن یک راه حل صفحه گسل اساساً به سه مرحله نیاز است:

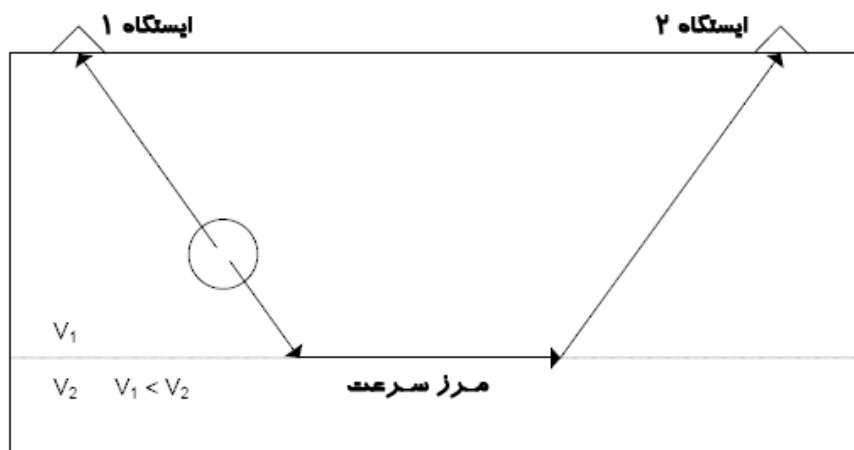
(۱) محاسبه موقعیت های نقاط و درجه های نفوذ شعاع های زلزله در سرتاسر کره کانونی که بواسطه جهت شعاع  $AZM$  و زاویه جهت  $AIN$  شعاع از منبع تعریف می شوند.

(۲) مشخص کردن این در حالت و نقاط نفوذ در نیمکره بالایی و پایینی در یک تصویر افقی آن کره با استفاده از نمادهای مختلف برای ورودهای انبساطی اول . معمولاً، تصاویر نیمکره پایین مورد استفاده قرار می گیرند . شعاع هایی که نیمکره بالا را ترک کرده اند باید به شعاع نیمکره پایین معادل خود تبدیل شوند . این به سبب تقارن گروه الگوی تابش امکان پذیر است . (تصاویر ۳.۲۸ و ۳.۲۹ را مشاهده نمایید )

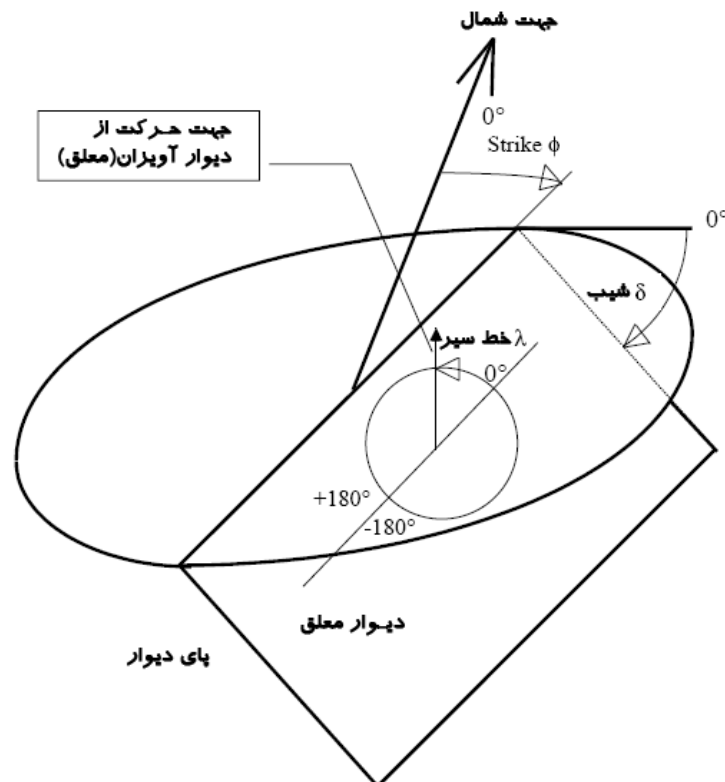
(۳) قسمت بندی تصویر کره کانونی پایین بواسطه دو دایره بزرگ عمود برهم که تمام (یا حداقل بیشتر ) ورودهای + و - را در ربع های مختلف جدا می کنند.



تصویر ۳.۲۸: تبدیل یک شعاع خارج شده از کره کانونی به سمت بالا به یک شعاع رو به پایین معادل با پلاریته یکسان و سمت و زاویه برخورد تغییر یافته .



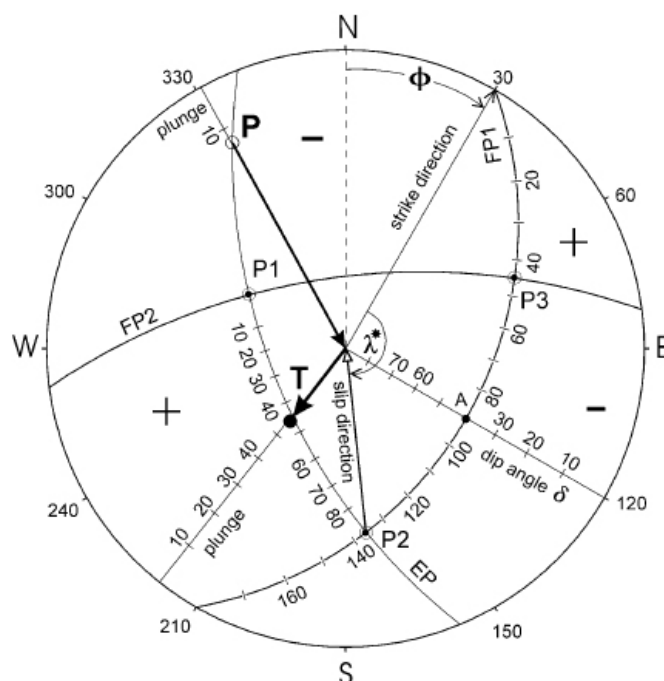
**تصویر ۳.۲۹:** دو شعاع ، که کره کانونی رال در مسیرهای متضاد ترک می کنند، دلیل تقارن الگوی تابش به ایستگاههای ۱ و ۲ با پلاریته یکسان می رسند . بنابراین نقطه تلاقی شعاع در حال حرکت به سمت بالا با کره کانونی می تواند براساس فرمول های داده شده در تصویر ۳.۲۸ به صورت یک نقطه تلاقی با نیمکره پایینی که با نقطه تلاقی شعاع ایستگاه ۲ برخورد می کند ، دوباره ترسیم شود.



**تصویر ۳.۳۰:** زوایایی را نشان می دهد که جهت گیری و حرکت سطح گسل را توصیف می کنند و تصویر ۳.۳۱ تعیین آنها را در تصاویر شبکه ای نشان می دهد. زاویه راستا  $\phi$  در جهت عقربه های ساعت با جهت شمال سنجیده می شود. ( $0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$ ) برای رفع ابهام  $180^\circ$ ، فرض کنید که هنگام نگاه کردن در مسیر کوبش، گسل به سمت راست سرازیر می شود (یعنی، تصویر رد گسل به سمت راست مرکز شبکه می باشد). زاویه شیب  $\delta$  انحراف دیوار معلق را نسبت به افق تشریح می کند ( $0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$ ). زاویه شیب  $\lambda$ ، جابه جایی دیوار معلق را نسبت به زیر گسل نشان می دهد ( $-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$ ).  $\lambda = 0$  متناظر با لغزش در مسیر کوبش می باشد،  $\lambda > 0$  یعنی حرکت رو به بالای دیواره معلق (یعنی، مؤلفه گسلی عرضی یا رانشی) و  $\lambda < 0$  به معنای حرکت رو به پایین است (یعنی، مؤلفه گسلی نرمال).

در تصویر ۳.۳۱  $P_1$  و  $P_2$  و  $P_3$  موقعیت های قطبهای صفحات  $FP_1$  (صفحه گسل)  $FP_2$  (صفحه فرعی) و  $EP$  (صفحه استوایی) را در تصاویر شبکه ای نشان مشخص می کنند. از تصویر ۳.۳۰ چنین برمی آید که تمام این سه صفحه عمود برهم هستند (یعنی،  $90^\circ$  درجه مجزا) و در

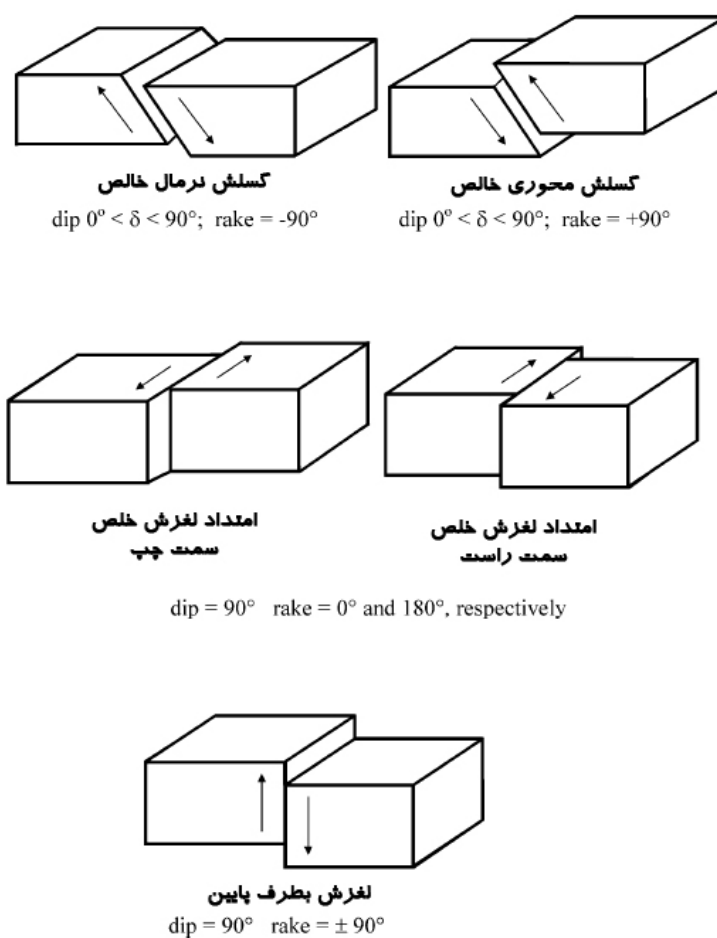
قطب های صفحه سوم مربوطه ، یعنی  $FP_1$  و  $FP_2$  در  $P_3$  ،  $FP_1$  و  $EP$  در  $P_2$  و غیره ، به هم می رسند. توجه کنید که فقط براساس استنباط های پلاریته تشخیص اینکه آیا  $FP_1$  یا  $FP_2$  گسل فعال بود ، امکان پذیر نیست . تمایز از داده های مربوطه به زلزله شناسی به تنهایی ، هنوز به واسطه نیاز به مطالعات بیشتر در مورد تأثیرات جهت دهی از قبیل نوسان سمتی فرکانس (اثر دوپلر ) ، دامنه ها و یا شکل موج ها ممکن می باشد . برای ضربه های به اندازه کافی بزرگ این تأثیرات را می توان راحت تر در ثبت کننده های تله زلزله ای با فرکانس مورد بررسی قرار داد در حالیکه در محدوده فاصله محلی ، دامنه ها و شکل های موج فرکانس بالا مملو است به شدت تحت تأثیر اثرات رزونانس ناشی از لایه های نزدیک به سطح دارای سرعت کم قرار گیرند . ملاحظات تکنونیک زمین لرزه ای با مدرک و مشاهده میدانی از گسستگی سطح در مورد زلزله های کم قدرت ممکن است به ما امکان رفع این ابهام را نیز بدهد . مقادیر  $3.32$  و  $3.33$  چندین نوع اساسی از گسل های زلزله ای و راه حل های صفحه - گسل مربوط به آنها را در نمایش های معروف به توپ بزرگ و رنگارنگ " تصاویر شبکه ای " نشان می دهند .



**تصویر ۳.۳۱:** تعیین پارامترهای صفحه گسل  $\phi$  ،  $\delta$  و  $\lambda$  در نمودارهای شبکه ای . توزیع پلاریته ، مسیر لغزش (شیب ) و تصویر  $FP_1$  نشان داده شده به صورت کیفی ، مطابق با نمونه گسل

نمایش داده شده در تصویر ۳.۳۰ می باشد و برای اختصارات استفاده شده ، متن را مشاهده نمایید .

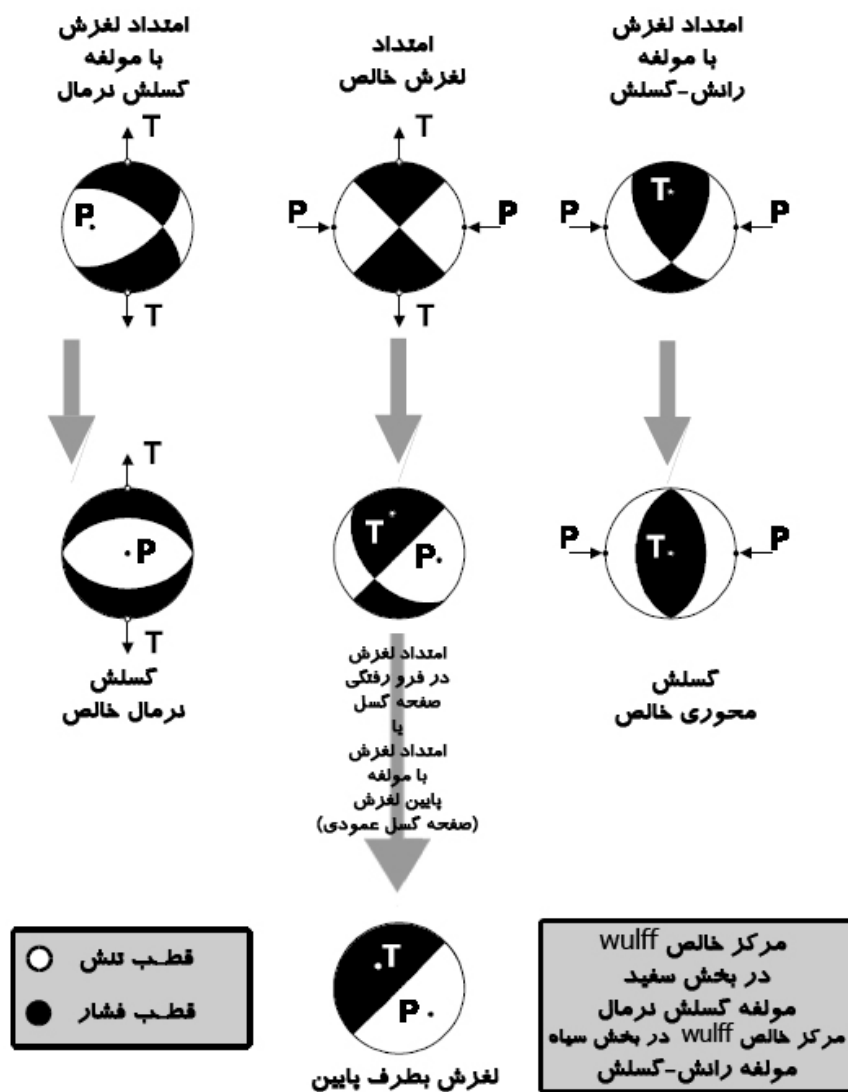
توجه :  $\lambda^* = 180 - \lambda$  هنگامیکه مرکز شبکه در یک چهارم کشش (+) قرار دارد ( یعنی ، حادثه با مؤلفه رانس ) یا  $\lambda^* = -\lambda$  هنگامی که مرکز شبکه در یک چهارم فشار قرار دارد (یعنی ، حادثه با مؤلفه گسلی نرمال ) .



تصویر ۳.۳۲: انواع اساس گسل زمین لرزه برای برخی زوایای شیب و انحنای انتخاب شده توجه کنید که انواع ترکیبی گسل هنگامی رخ می دهند که  $90^\circ$  یا  $180^\circ$ ،  $\lambda \neq 0$  - برای مثال ، گسل نرمال با مؤلفه لغزش - کوبش یا لغزش - کوبش با مؤلفه رانس . همچنین ، زوایای انحنای ممکن

است بین  $0^\circ < \delta \leq 90^\circ$  متغییر باشند . برای دنباله های صفحه گسل و توزیع پلاریته این نوع

گسل در تصویر توپ بزرگ آنها ، تصویر ۳.۳۳ را مشاهده کنید .



تصویر ۳.۳۳: نمایش توپ بزرگ و رنگارنگ از تصویر های شبکه ای دنباله ها - برش صفحه و

نقاط نفوذ محورهای T و P از طریق نیمکره کانونی پایین برای مکانیسم های مختلف گسل .

بخشهای سفید مطابق با پلاریته های تکان اول منفی و بخش های سیاه مطابق با پلاریته های

حرکت اول مثبت می باشند .

### ۳.۴.۳ صحت راه حل های صفحه گسل

صفحات گسل که بواسطه نگاه به داده های پلاریته تعیین می شوند ممکن است حدود  $\pm 10^\circ$  غیر قطبی باشند. این قابل قبول است. حتی بهترین محاسبات به کمک کامپیوتر راه حل های قابل قبولی متفاوتی با تقریباً محدوده خطای یکسان و انحراف معیارهای اندکی متفاوت ارائه خواهند کرد.

به علاوه، هر کس باید آگاه باشد که الگوریتم محاسباتی متفاوت یا پروسه های به حداقل رساندن خطا ممکن است نتایج متفاوتی را در این محدوده از عدم قطعیت برای داده های یکسان ارائه دهند. یک توزیع ضعیف ایستگاههای زلزله نگار ( که منجر به داده های پلاریته نا کافی برای نمودار شبکه ای می شود )، برداشت های پر از غلط از پلاریته و تفاوت ها در فرضیات مدل (مثلاً، در مدل های سرعت استفاده شده) ممکن است باز هم منجر به انحرافات و تفاوت های بزرگترین راه حل مدل و صفحات گسل واقعی گردد. همچنین هر شخص باید بداند که رابطه زاویه ای ثابت فرض شده ( $45^\circ$ ) بین صفحه گسل از یک سو و محور فشار و کشش از سوی دیگر در حقیقت فقط در مورد یک گسستگی تازه در یک محیط ایزوتروپیک همگن و متجانس صحیح می باشد و ممکن است در محیط استرس موقعیت های تکنونیک حقیقی نادرست باشد ( یعنی،  $P$  و  $T \neq \sigma_1, \sigma_3$ ، به ترتیب ).

### ۳.۴.۴ محاسبات صفحه گسل به کمک کامپیوتر

بسیاری از برنامه های کامپیوتری برای تعیین محاسبات صفحه گسل مجزا و متصل از طریق داده های اولین حرکت وجود دارد. در بیشتر کاربردهای برای زمین لرزه های محلی، مدل های سرعت مربوط به لایه مسطح همگن قابل قبول می باشند ریال یعنی لایه هایی با سرعت های

ثابت و ناپیوستگی های سرعت در مرزها . قیمت عمده برنامه های مکان یابی براساس این نوع مدل سرعت هستند . علاوه براین ، **HYPOINVERS** و **HYPOELLIPSE** لایه هایی را با گرادیان های سرعت خطی می پذیرند . همچنین ، **HYPOELLIPSE** ممکن است رخداد های محلی را با جداول زمان – حرکت از پیش تعیین شده نیز موقعیت یابی کند . در طول پروسه مکان یابی مسیرهای شعاعی به سمت ایستگاههای محاسبه می شوند . آزیموت **AZM** و زاویه جهش **AIN** که در آنها ارتعاش **P** ، که به یک ایستگاه معین می رسد ، کره کانونی را ترک می کند ، در فایل های خروجی فهرست می شوند . مشکل باقیمانده ای که باید حل شود ، پیدا کردن توزیع پلاریته های **P** بر کره کانونی و برآورد زاویه ها است ، که مکانیسم کانونی را تعریف می کنند .

برنامه کامپیوتری **FPFIT** محاسبات صفحه گسل دابل – کوپل را براساس برداشت های پلاریته ارتعاش **P** محاسبه می کند . این برنامه فایل های خروجی برنامه های مکان یابی **HYOP71** ، **HYPOELLIPS** و **HYPOINVERSE** را به عنوان ورودی می پذیرد . وارانۀ سازی از طریق یک پروسه جستجوی شبکه انجام می شود ک مدل منبع را با به حداقل رساندن مجموع وزنی نرمال شده اختلافات پلاریته مربوط به اولین حرکت پیدامی کند . دو فاکتور وزنی در به حداقل رسانی ترکیب می شوند. یکی از آنها واریانس محاسبه شده داده ها را نشان می دهد درحالیکه دیگری براساس قدرمطلق دامنه تابش ارتعاش **P** است (تصویر ۳.۲۳ را مشاهده کنید) . علاوه بر راه حلی که اشتباه آن حداقل است **FPFIT** راه حل های جایگزین را که مطابق با راه حل اشتباه عمده مربوطه می باشند ، پیدا می کند. وجود برخی اشتباهات حداقل ، ممکن است ناشی از تعداد ناکافی برداشت های پلاریته ، خطاهای مکان یابی ریال برداشت های نادرست مربوط به پلاریته یا یک مدل سرعت ناکافی و ناقص (مثلاً انکارهای مدل نیافته ) باشد که منجر به موقعیت نادرست پلاریته های حرکت اول ارتعاش **P** بر کره کانونی می شود . همچنین هرکس باید آگاه باشد که ممکن است گاهی اوقات اتفاق بیافتد که خروجی های مؤلفه زلزله سنج به اشتباه در



یک ایستگاه معین متصل شده باشند ، که منجر به گزارشات مربوط به پلاریته اشتباه از سوی چنین ایستگاهی می گردد. در مورد مدل هایی که کاملاً داده ها را محاسبه می کنند ، **FPFIT** یک محدودیت بیشتر اعمال می کند . تأثیر آن به حداقل رساندن مجموع فاصله بین نقاط مشاهده و صفحات گرهی بر کره کانونی است . برنامه نمایش **FPLOT** راه حل نهایی صفحه گسل و عدم قطعیت تخمین زده شده در مورد محدودیت جهت یابی های ممکن محورهای کشش و فشار را نشان می دهد که مطابق با داده ها می باشد.

در حالیکه برنامه های بالا فقط فایل های خروجی برنامه های مکان یابی کانون زلزله را برای حوادث محلی می پذیرند، پکیج برنامه ای مورد استفاده دیگر برای آنالیز نمودار زمین لرزه **SEISAN** ، از یک نسخه اصلاح شده برنامه **HYPOCENTER** استفاده می کند. اصلاحات عمده به این صورت می باشند که این برنامه می تواند فازهای ثانویه را نیز بپذیرد و حوادث زلزله ای راه دور را نیز مکان یابی کند. فایل های خروجی ، در ارتباط با برنامه **FOCMEC** برای تعیین پارامترهای صغه گسل اما فقط براساس برداشت های مربوط به پلاریته استفاده می شوند . اجرای کاربرد بیشتر نسبت های دامنه **S-P** مورد نظر می باشد.

در مورد شبکه های کم حجم یا حوادث ضعیف ، تعداد داده های مربوط به پلاریته ممکن است برای تخمین قابل قبول راه حل های صفحه گسل بسیار کم باشد . در این مورد علاوه بر پلاریته ها می توان از دامنه های **P** ، **SV** و **SH** به منظور رسیدن به راه حل های پایدارتر و محدودتر ، یعنی با ابهام کمتر ، استفاده کرد. این ناشی از تفاوت در پلاریته ارتعاش **P** ( تصویر ۳.۲۵ ) و ارتعاش **S-** ( تصویر ۳.۲۶ ) و الگوی دامنه زاویه ای برای یک مکانیسم منبع معین می باشد.

برنامه **FOCMEC** به ما این امکان را می دهد که مناسب ترین راه حل های صفحه گسل را از پلاریته **P** ، **SH** و **SV** و یا نسبت های دامنه ای **SH/P** ، **SV/P** یا **SV/SH** محاسبه کنیم به شرط اینکه نسبت ها ، با در نظر گرفتن پراکندگی هندسی ، فرسایش و اثرات سطح آزاد ، با کره کانونی مطابق باشند. برای اصلاح سطح از برنامه **Freesurf** ، که با برنامه **FOCMEC**

عرضه می شود ، استفاده می گردد . مدل - Q اعمال شده باید مطابق با شرایط فرسایش یا اصلاحات مربوطه مشخص شود. هنگام انتخاب یک نسبت سرعت  $VP/VS$  ثابت ، پخش هندسی برای ارتعاشات P و S یکسان است و تغییرات در دامنه در نسبتهای دامنه ای لغو می شوند. موج های اصلی (Head waves) و تغییرات دامنه در مرزهای سرعت نیازمند بررسی خاصی است . راه حل بواسطه تحقیق شبکه ای در مورد کوبش ، لایه شیب و زمین لغزش منبع دابل - کوپل به دست می آید . برنامه FOCFIT ، که نیز همراه با FOCMEC ارائه می شود ، به ما این امکان را می دهد که تصاویر نیمکره بالا و پایین کره کانونی را ترسیم کنیم و داده ها ، صفحات گسل ، فشار (P) و کشش (T) را برای ارتعاشات SH و SV نشان دهیم . توجه کنید که دامنه های ارتعاش S در مسیر P و T صفر می باشد.

در حالیکه برنامه HYPO71 به عنوان بخشی از جلد اول کتابخانه نرم افزاری IASPEI موجود می باشد : برنامه های FOCMEC ، FPFIT ، HYPOELLIPSE و HYPOINVERSE به طور رایگان و بدون محدودیت از طریق آدرس های اینترنتی زیر در دسترس می باشند :

**FOCMEC:** <http://www.iris.washington.edu> or as for FPFIT

**FPFIT:** <http://orfeus.knmi.nl/other.services/software.links.html#focalmech>

**HYPOELLIPSE:** <http://giseis.alaska.edu/pub/SOFTWARE/hypoel/>

**HYPOINVERSE:** <http://orfeus.knmi.nl/other.services/software.links.html#location>

## ۳.۵ پارامترهای منبع و راه حل های تانسور گشتاور

### ۳.۵.۱ مقدمه

مفهوم تانسور گشتاور درجه اول ، یک توصیف کامل از نیروهای حجمی هم ارز یک منبع نقطه ای کلی زمین لرزه ای ارائه می دهد (تصویر ۳.۳۴) را در بخش ۳.۵.۲ مشاهده نمایید . ) یک منبع می تواند به عنوان یک منبع نقطه ای در نظر گرفته شود در صورتیکه فاصله  $D$  مشاهده کننده از منبع و طول موج  $\lambda$  داده ها بسیار بیشتر و بزرگتر از بعد خطی منبع باشند . یک مورد و بحث خاص جابه جایی برش در امتداد یک گسل مسطح است که بواسطه مدل منبع دوبل – کوپل توصیف می شوند. این مدل نشان داده است که ر تشریح دامنه و الگوی پلاریته موج های  $P,S$  و سطحی تاییده شده بواسطه زمین لرزه های تکنونیک بسیار مؤثر می باشد. در ادامه ، ما به طور خلاصه روابط مربوطه (در یک تخمین درجه اول ) بین تانسورگشتاور یک منبع زلزله ای و زلزله نگار مشاهده شده را شرح دهیم. مورد اخیر ممکن است یا زلزله نگار کامل باشد ، یکی از گروه های اصلی آن (امواج  $S,P$  یا سطحی) ، و یا مشخصه های ویژه زلزله نگارها باشد از قبیل دامنه های مضاعف امواج بدنه ،نسبت های دامنه یا دامنه های طیفی . سپس ما یک طرح وارون سازی خطی را برای بدست آوردن تانسور گشتاور با استفاده از داده های شکل موجدر دامنه زمانی به طور خلاصه بیان می کنیم . نهایتاً ،مرور کلی از برخی برنامه های مفید برای آنالیز تانسور گشتاور ارائه خواهیم داد . کاربردهای وارون سازی های تانسور گشتاورو برای تعیین سریع ( یعنی ، اساساً ظرف ۲۴ ساعت پس از حادثه ) پارامترهای منبع پس از زمین لرزه های عمده نیز توصیف خواهد شد .

## ۳.۵.۲ روابط اساسی

بر طبق Jost و Herrmann (۱۹۸۹)، جابه جایی  $d$  بر سطح زمین در یک ایستگاه، در مورد یک منبع نقطه ای، می تواند به عنوان یک ترکیب خطی از المان های تانسور گشتاور وابسته به زمان  $M_{kj}(\xi, t)$  بیان شود که چنین فرض می شود که این المان ها دارای وابستگی زمانی مشابهی هستند که با مشتق توابع گرین  $G_{skj}(x, \xi, t)$  با توجه به مختصات فضایی  $j$  در هم آمیخته اند:

$$u_s = M_{kj}(\xi, t) * G_{skj}(x, \xi, t) \quad (۳.۶۹)$$

$u_s(x, t)$ : مؤلفه  $s$  جابه جایی زمین در موقعیت  $x$  و زمان  $t$

$M_{kj}$ : مؤلفه های تانسور گشتاور زلزله ای متقارن درجه دوم

$G_{skj}(t)$ : مشتق تابع Green نسبت به مختصات منبع  $j$

$X$ : برداری موقعیت ایستگاه با مختصات  $X_1, X_2, X_3$  مطابق با شمال، شرق و پایین

$\xi$ : برداری موقعیت منبع نقطه ای با مختصات  $\xi_1, \xi_2, \xi_3$  مطابق با شمال، شرق و پایین

رابطه (۳.۶۹) از تئوری نمایش بر حسب تابع Green تبعیت می کند (معادله های (۲۱) و (۳۸) را در برگه اطلاعات ۳ مشاهده کنید). تابع Green واکنش تکانه ای سطح رابط بین منبع و گیرنده را نشان می دهد و بنابراین، شامل تأثیرات مختلف انتشار موج از طریق سطح رابط از منبع به گیرنده است. این تأثیرات شامل اتلافات انرژی از طریق انعکاس و انتقال در ناپیوستگی های زلزله ای، جذب غیر ارتجاعی و پخش هندسی است.

$M_{kj}(\xi, t)$  از معادله (۳.۶۹) به طور کامل نیروهای عمل کننده در منبع و وابستگی زمانی آنها را توصیف می کند. علامت جمع کل انیشتین در معادله (۳.۶۹) و پایین به کار می رود، یعنی

شاخص های تکرار شده  $k$  و  $j = 1, 2, 3$  حاصل جمع را برای  $X_1, X_2, X_3$  اعمال می کنند . در (۳.۶۹) عبارات درجه بالاتر بسط تیلور در اطراف نقطه منبع توابع Green  $G_{sk,j}(x, \xi, t)$  نادیده گرفته شده اند . توجه کنید که شرح زمان - منبع  $S(t)$  ( زیر بخش ۳.۱ ، تصاویر ۳.۴ و ۳.۷ را مشاهده کنید ) ، که وابستگی زمانی گشتاورهای رها شده در منبع را توصیف می کند ، درون  $M_{kj}(\xi, t)$  می باشد . اگر فرض کنیم که تمام مؤلفه های  $M_{kj}(\xi, t)$  دارای وابستگی زمانی مشابه  $S(t)$  هستند ، معادله را می توان به صورت زیر نوشت :

$$u_s(x, t) = M_{kj}[G_{sk,j}(x, \xi, t) * S_t] \quad (3.70)$$

$S(t)$  : شرح زمان - منبع

هنگام تعیین  $M_{kj}(\xi, t)$  از ثبت های زلزله ،  $u_s(x, t)$  بواسطه درهم پیچیدگی مؤلفه های زلزله نگار مشاهده شده  $y_s(x, t)$  با معکوس تابع واکنش جابجایی زلزله نگار  $i(t)$  محاسبه می شود :

$$u_s(x, t) = y_s(x, t) * \text{Inv}\{i(t)\}$$

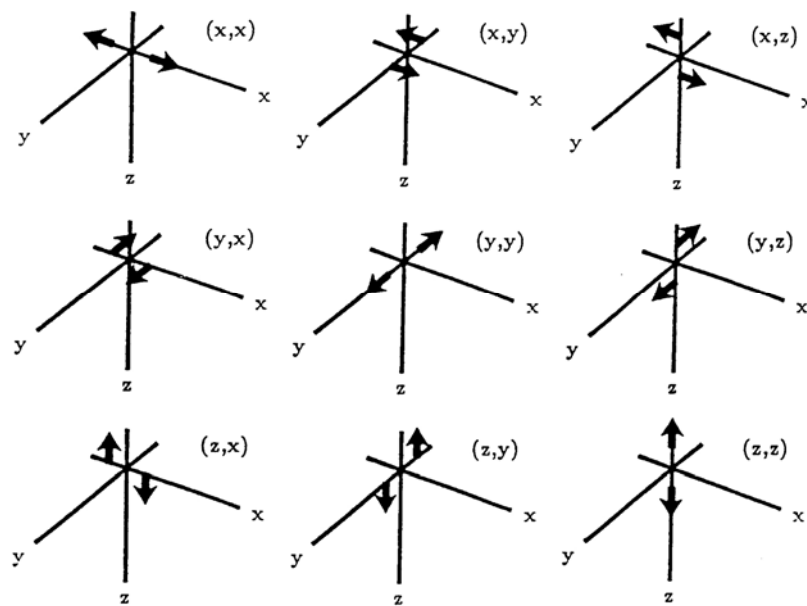
در دامنه فرکانس ( به معادله (۱۴) در Is ۳۰ مراجعه کنید ) درهم ترکیب شدن بواسطه حاصلضرب جایگزین می شود :

$$D_s(x, \omega) = Y_s(x, \omega)I(\omega)^{-1}$$

به طوری که  $\omega$  فرکانس دورانی است  $D_s(x, \omega)$  ،  $Y_s(x, \omega)$  و  $I(\omega)$  تبدیل های فوریه مجموعه های زمانی  $d_s(x, \omega)$  ،  $y_s(x, t)$  و  $i(t)^{-1}$  مربوطه می باشند . ( بخش ۵.۲.۸ را در فصل ۵ با عنوان سنسورهای زلزله ای و مدرج سازی آنها مشاهده کنید به طوری که  $I(\omega)^{-1}$  در آنجا با  $Hd(\omega)^{-1}$  نشان داده می شود ) .

در ادامه فرض می کنیم که تابع زمان – منبع  $s(t)$  یک تابع دلتا است (یعنی یک تکانه "هرمی" ) . سپس  $M_{kj}(\xi, t) = M_{kj}(\xi) \cdot \delta(t)$  ، و سمت راست معادله (۳.۷۰) به  $G_s(t) \cdot M_{kj}(\xi)$  ساده می شود . زلزله نگار ثبت شده در  $x$  می تواند به عنوان نتیجه  $G_{sk,j}$  و  $M_{kj}$  در نظر گرفته شود . بنابراین ، مشتق  $G_{sk}$  نسبت به مختصات منبع  $\xi_i$  واکنش را به یک جفت واحد با بازوی اهرم آن که به مسیر  $\xi_j$  اشاره دارد ، توصیف می کند .

برای  $k=j$  ما یک بردار دو قطبی بدست می آوریم . اینها عبارتند از جفتهای  $(x,x)$  ،  $(y,y)$  و  $(z,z)$  در تصویر ۳.۳۴ . یک منبع جفت دوتایی بواسطه یک تانسور گشتاور توصیف می شود به طوریکه یک مقدار مشخصه تانسور گشتاور از بین می رود ( معادل محور NULL (صفر) یا  $B$  ) ، و مجموع مقادیر ویژه از بین می رود ، یعنی دنباله تانسور گشتاور صفر است . به طور فیزیکی ، این یک نمایش منبع جابجایی یک برش بدون تغییرات حجمی است . با استفاده از نشانه و تصویر شکل ۳.۳۲ ، میدان های جابه جایی دوبل – کوپل بوسیله حاصلجمع دو جفت از قبیل  $(x,y) + (y,x)$  ،  $(x,x) + (y,y)$  ،  $(y,y) + (z,z)$  ،  $(y,z) + (z,y)$  و غیره نشان داده می شوند . یک منبع انفجار (متناظر با  $M_6$  در معادله (۳.۷۶) و تویر (۳.۳۴) می تواند بواسطه حاصلجمع سه بردار دوقطبی  $(x,x) + (y,y) + (z,z)$  مدل داده شود. یک بردار دو قطبی خطی متعادل (CLVD) می تواند بواسطه یکبردار دو قطبی استحکام و دو بردار دو قطبی استحکام واحد اما با علامت مخالف در دو مسیر عمود بر هم نشان داده شود.



**تصویر ۳.۳۴:** نه جفت تعمیم یافته که  $G_{sk,j}(X, \xi, t)$  را در معادله (۳.۶۹) نشان می دهند .

توجه کنید که جفت نیروهای عمل کننده بر محور  $y$  در مسیر  $x$  یا بالعکس (یعنی،  $(X, Y)$  یا  $(Y, X)$ ) سبب ایجاد گسل برش به ترتیب در مسیر  $x$  و  $y$  خواهند شد و انطباق بردار دو قطبی ها در  $x$  و  $y$  با علامت مخالف، مثلاً،  $(X, X) + (-Y, -Y)$ ، همچنین سبب گسل برشی اما  $45^\circ$  از مسیر  $x$  و  $y$  خواهد شد . هر دو نمایش برابر و معادل هستند.

تانسور گشتاور زلزله ای  $M$ ، به طور کلی، ۶ مؤلفه مستقل دارد که از این شرط که اندازه حرکت زاویه ای برای نیروهای معادل در منبع باید حذف شود، پیروی می کند . برای حذف دنباله، یعنی بدون تغییر حجمی، ما ۵ مؤلفه مستقل داریم که تانسور گشتاور انحرافی را توصیف می کنند . منبع دوپل – کوپل یک نمونه خاص از تانسور گشتاور و انحرافی با شرط اینکه عامل

تعیین کننده  $M$  صفر است، می باشد، یعنی، میدان تنش دو بعدی است .

به طور کلی ،  $M$  ، می تواند به یک ایزوتروپیک و یک بخش مشتق تجزیه می شود:

$$M = M_{\text{مشتق}} + M_{\text{ایزوتروپیک}} \quad (3.71)$$

تجزیه  $M$  منحصر به فرد است در حالیکه تجزیه بیشتر  $M$  مشتق اینگونه نیست .  $M$  مشتق به

یک دوبل – کوپل و CLVD تجزیه می شود:

$$M_{\text{مشتقی}} = M^{\text{DC}} + M^{\text{CLVD}} \quad (3.72)$$

برای یک منبع جفت دو گانه ، مؤلفه های Cartesian تانسور گشتاور می توانند بر حسب کویش

$\phi$ ، لغزش  $\delta$  و شیب  $\lambda$  منبع جابجایی برش (صفحه گسل) و گشتاور اسکالر زلزله ای  $M_0$  بیان

شوند:

:(3.73)

$$M_{xx} = -M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \phi)$$

$$M_{xy} = M_0(\sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi + 0.5 \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi)$$

$$M_{xz} = -M_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \phi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \phi)$$

$$M_{yy} = M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \phi)$$

$$M_{yz} = -M_0(\cos \delta \cos \lambda \sin \phi - \cos 2\delta \sin \lambda \sin \phi)$$

$$M_{xy} = M_0(\sin 2\delta \sin \lambda)$$



از آنجائیه تانسور همیشه متقارن است می تواند در یک سیستم اصلی محور به گونه ای بچرخد که تمام المان های غیر قطری از بین می روند و فقط المان های قطری غیر صفر می باشند . المان های قطری مقادیر ویژه  $M$  هستند . ترکیب خطی المان های تانسور گشتاور اصلی به طور کامل تابش از یک منبع زلزله ای را توصیف می کند. در مورد یک منبع دوبل کوپل ، برای مثال ، المان های قطری  $M$  در سیستم محور مبدأ دارای دو مقدار ویژه غیر صفر  $M_0$  و  $-M_0$  هستند ( $M_0$ : گشتاور زلزله ای اسکالر ) که بردارهای ویژه آنها مسیر را در منبع محور  $T$  کششی (مثبت) و محور فشردگی  $P$  - (منفی) ارائه می دهند ، در حالیکه مقدار ویژه صفر در مسیر محور  $B$  ( یا  $Null$ ) جفت دوتایی می باشد ( برای تعریف و تعیین  $M_0$  تمرین ۳.۴ را مشاهده نمایید ). معادله (۳۰۷۰) رابطه میان جابجایی زلزله ای و تانسور گشتاور را در دامنه زمانی توصیف می کند. اگر تابع منبع - زمان شناخته شده نیست یا فرضیه المان های تانسور گشتاور مستقل از زمان کاهش یابد ، مثلاً به دلایل پیچیدگی منبع ، روش دامنه - فرکانس انتخاب می شود :

$$u_s(x, f) = M_{kj}(f) G_{sk,j}(x, \xi, f) \quad (3074)$$

به طوریکه  $f$  حاکی از فرکانس است . پروسه هایی برای معکوس سازی تانسور گشتاور خطی را می توان در دامنه زمان و دامنه فرکانس با استفاده از معادله (۳۰۷۰) یا (۳۰۷۴) طراحی کرد . ما می توانیم فرمول های (۳۰۷۰) یا (۳۰۷۴) را در فرم ماتریسی بنویسیم:

$$u = G \cdot \bar{m} \quad (3075)$$

در دامنه زمان ،  $u$  یک بردار حاوی مقادیر نمونه ای  $n$  جابجایی مشاهده شده زمین در زمان های مختلف ، ایستگاهها و مؤلفه های تانسور است ، در حالیکه  $G$  یک ماتریس  $n \times 6$  است و

بردار  $\bar{m}$  شامل ۶ المان تانسور گشتاور مستقل است که باید تعیین شوند. در دامنه فرکانس  $u$  شامل مقادیر مرکب طیف های جابجایی  $k$  است که برای یک فرکانس مشخص  $f$  در ایستگاههای مختلف و مؤلفه های تانسور متفاوت تعیین شده اند  $G$ ، یک ماتریس  $k \times 6$  است و به طور کلی مانند  $\bar{m}$  مرکب است. برای جزئیات بیشتر در مورد مسئله معکوس سازی (۳۰۷۵)، خوانند به بخش ۶ در مرجع Lay و Wallace (۱۹۹۵)، بخش ۱۲ در Aki و Richards (۱۹۸۰)، یا بخش ۱۹ در Udias (۱۹۹۹) ارجاع داده می شود.

برای معکوس کردن (۳۰۷۵) برای مقدار  $\bar{m}$  ناشناخته، مشتق های توابع Green باید محاسبه شوند. محاسبه توابع Green مهمترین بخش هر طرح معکوس سازی تانسور گشتاور را تشکیل می دهد. متدهای متنوعی برای محاسبه زلزله نگارهای ترکیبی و ساختگی وجود دارد. برخی از کدهای زلزله نگار، محاسبات را برای المان های تانسور گشتاور به عنوان منبع ورودی می پذیرند در حالیکه سایر آنها ورودی را برای منابع دوبل کوپل و نقطه ای انفجاری تأیید می کنند. تانسور گشتاور کلی می تواند به روش های مختلف با استفاده از المان های تانسور گشتاور منابع انفجاری و دوبل کوپل تجزیه شوند به طوریکه کدهای زلزله نگار ترکیبی استفاده کننده از این تعیین پارامترهای منبع بتوانند در معکوس سازی (۳۰۷۵) استفاده شوند.

### ۳.۵.۳ یک طرح معکوس سازی در دامنه زمانی

در این بخش، ما به طور مختصر الگوریتم معکوس سازی تانسور گشتاور Kikuchi و Kanamori (۱۹۹۱) را توصیف خواهیم کرد، به طوریکه تانسور گشتاور به منابع دوبل کوپل اولیه و یک منبع انفجاری تجزیه می شود. با تأیید علامت و جمله استفاده شده توسط Kikuchi

و Kanamori (۱۹۹۱) تانسور گشتاور  $M_{kj}$  بواسطه یک ترکیب خطی  $Ne=6$  تانسورهای

گشتاور اولیه  $M_n$  نشان داده می شود (تصویر (۳۰۳۵) :

(۳۰۷۶):

$$M_{kj} = \sum_{n=1}^{N_e} a_n M_n$$

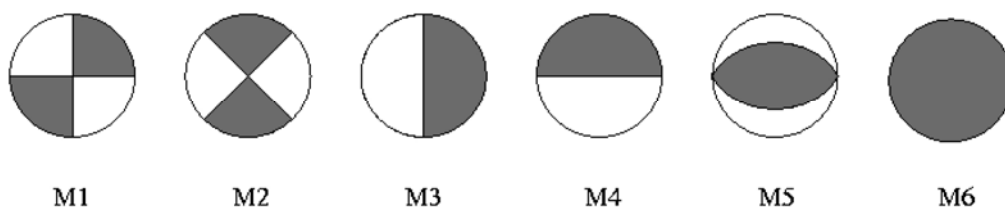
با:

$$M_1: \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} ; \quad M_2: \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} ; \quad M_3: \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{bmatrix}$$

$$M_4: \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{bmatrix} ; \quad M_5: \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} ; \quad M_6: \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

$M_1$  و  $M_2$  گسل های لغزشی کوبشی خاص را نشان می دهند ؛  $M_3$  و  $M_4$  نشان دهنده گسل های لغزشی شیب بر صفحات عمومی هستند که به ترکیب به N-S و E-W بر می خورند ، و  $M_5$  یک گسل لغزشی شیب دار  $45^0$  را نشان می دهد.  $M_6$  نشان دهنده یک منبع ایزوتروپیک است که انرژی را به صورت مساوی در کلیه مسیرها می تاباند (یعنی ، یک انفجار).

## تانسور های گشتاور اولیه



تصویر ۳۰۳۵: تانسورهای گشتاور اولیه استفاده شده در معکوس سازی تانسور گشتاور کامل یک تانسور گشتاور مشتقی محض ( $M_{kj} = 0$ ) دنباله به طور کامل بواسطه ۵ تانسور گشتاور اولیه  $M_1$  تا  $M_5$  نشان داده می شود. توضیح مختصر معکوس سازی خطی زیر برای تانسور گشتاور (Kikuchi و Kanamori (۱۹۹۱))، مثالی از یک معکوس سازی اجرا شده در دامنه زمانی می باشد. این توضیح را می توان به راحتی برای یک معکوس سازی در دامنه فرکانسی با جایگزین کردن سوی های زمانی با طیف های آنها، پذیرفت. فرض کنیم  $W_{sn}(t)$  نشان دهنده مشتق تابع Green در ایستگاه S در واکنش به تانسور گشتاور اولیه  $M_w$  است و  $X_s(t)$  جابه جایی مشاهده شده زمین به عنوان تابعی از زمان در ایستگاه S باشد. بهترین برآورد برای ضرایب  $a_n$  در معادله (۳.۷۶) را می توان از حالتی که تفاوت بین توابع جابه جایی مشاهده شده و ساختگی صفر باشد، بدست آورد:

(۳.۷۷)

$$\begin{aligned} \Delta &= \sum_{s=1}^{N_s} \int \left[ x_s(t) - \sum_{n=1}^{N_e} a_n w_{sn}(t) \right]^2 dt \\ &= R_x - 2 \sum_{n=1}^{N_e} a_n G_n + \sum_{m=1}^{N_e} \sum_{n=1}^{N_e} R_{nm} a_n a_m \\ &= \text{Minimum} \end{aligned}$$

$N_e$  تعداد تانسور های گشتاور اولیه و  $N_s$  تعداد ثبت های جابه جایی استفاده شده می باشد .  
عبارت های دیگر در (۳.۷۷) به این صورت داده می شوند :

$$R_x = \sum_{s=1}^{N_s} \int [x_s(t)]^2 dt$$

$$R_{nm} = \sum_{s=1}^{N_s} \int [w_{sn}(t) w_{sm}(t)] dt$$

$$G_n = \sum_{s=1}^{N_s} \int [w_{sn}(t) x_s(t)] dt$$

انتگرال گیری بر بخش های انتخاب شده اشکال موج انجام می شود . با برآورده //ص ۲۸  
برای  $N_e$  و  $n=1, \dots$  ، معادلات نرمال بدست می آیند :

(۳.۷۸):

$$\sum_{m=1}^{N_e} R_{nm} a_m = G_n$$

که  $n$  از ۱ تا  $N_e$  متغیر است . راه حل برای  $a_n$  به این صورت داده می شود :

(۳.۷۹)

$$a_n = \sum_{m=1}^{N_e} R^{-1}_{nm} G_m$$

$R_{nm}^{-1}$  معکوس ماتریس  $R_{nm}$  می تواند بواسطه متر معکوس سازی تعمیم یافته کمترین توان های مشترک به دست آید . تانسور گشتاور بدست آمده به این صورت ارائه می شود:

$$M_{kj}: \begin{bmatrix} a_2 - a_5 + a_6 & a_1 & a_4 \\ a_1 & -a_2 + a_6 & a_3 \\ a_4 & a_3 & a_5 + a_6 \end{bmatrix} \quad (۳.۸۰)$$

واریانس المان های  $a_n$  می تواند تحت این فرضیه که داده ها از نظر آماری مستق هستند ، محاسبه شود :

$$\text{var}(a_n) = \sum_{m=1}^{N_e} (R^{-1}_{nm}) \sigma_m^2$$

به طوریکه  $\sigma_m^2$  واریانس داده های  $G_n$  است . در موردی که در آن واریانس داده را معلوم نباشد ، می توان از  $\sum_{m=1}^{N_e} (R_{nm}^{-1})^2$  به عنوان مقیاس نسبی برای عدم قطعیت استفاده کرد .

#### ۳.۵.۴ تجزیه تانسور گشتاور

به غیر از مؤلفه های حجمی و مشتقی ، تجزیه تانسور گشتاور در مختصر به فرد نیست . برنامه های کامپیوتری مفید برای تجزیه توسط Jost نوشته شدند و در جلد VIII برنامه های کامپیوتری در کتاب زلزله شناسی نوشته شده توسط دانشگاه نسبت لوئیس توزیع شد.

اولین مرحله در تجزیه محاسبه مقادیر ویژه و توابع ویژه، تانسور گشتاور زلزله ای است. برای این امر می توان از برنامه Mteig استفاده کرد. این برنامه چرخش و دوران تانسور گشتاور  $M$  را در سیستم محور اصلی اجرا می کند. بردار ویژه بزرگترین مقدار مشخصه، محور  $T$  (یا کششی) را می دهد؛ بردار ویژه کمترین مقدار مشخصه، مسیر محور  $P$  (یا فشردگی) را می دهد، در حالیکه بردار ویژه مربوط به مقدار مشخصه متوسط مسیر محور  $Null$  را می دهد. نتیجه Mteig، تانسور گشتاور قطری شده است:

$$M = \begin{bmatrix} m_1 & 0 & 0 \\ 0 & m_2 & 0 \\ 0 & 0 & m_3 \end{bmatrix} \quad (۳.۸۱)$$

که المان های آن ورودی برنامه دیگر، Mtdec، هستند که تجزیه یک تانسور گشتاور را اجرا می کند. اول، تانسور گشتاور به یک بخش ایزوتروپیک و یک بخش مشتقی تجزیه می شود.

$$M = \begin{bmatrix} tr(M) & 0 & 0 \\ 0 & tr(M) & 0 \\ 0 & 0 & tr(M) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} m_1^1 & 0 & 0 \\ 0 & m_2^1 & 0 \\ 0 & 0 & m_3^1 \end{bmatrix} \quad (۳.۸۲)$$

به طوری که  $tr(M) = m_1 + m_2 + m_3$  دنباله  $M$  می باشد. بخش ایزوتروپیک  $M$  در تعیین کمیت تغییرات حجمی منبع مهم می باشد، اما حل کردن آن مشکل می باشد به طوریکه بخش های ایزوتروپیک کمتر از ۱۰ درصد اغلب مهم در نظر گرفته نمی شود. بخش مشتقی تانسور گشتاور می تواند بیشتر تجزیه شود. گزینه ها شامل تجزیه ها به سه بردار سه دوقطبی، به سه جفت دوتایی، به سه منبع CLVD، به یک جفت دوتایی اصلی و جزئی، و به یک جفت دوتایی بهترین و یک CLVD که دارای سیستم محور اصلی یکسان می باشند، است. مکانیسم های منبع که توسط Harvard و USGS گزارش شده اند براساس تجزیه تانسور گشتاور به یک

جفت دوتایی و یک CLVD می باشد . علاوه بر یک جفت دوتایی ، آنها المان های تانسور گشتاور را نیز ارائه می کنند . برای برآورد سهم جفت دوتایی در تانسور گشتاور مشتقی ، پارامتر

$$\varepsilon = \frac{|m_{\min}|}{|m_{\max}|}$$

استفاده می شود به طوری که  $m_{\max}$  و  $m_{\min}$  کوچکترین و بزرگترین مقادیر مشخصه بخش مشتقی **M** در عبارت قدر مطلق می باشند . برای یک منبع جفت دوتایی محض ،  $\varepsilon = 0$  زیرا  $m_{\min} = 0$  ؛ برای یک CLVD محض ،  $\varepsilon = 0.5$  درصد سهم جفت دوتایی را می توان به صورت  $100 \times (1 - 2\varepsilon)$  بیان کرد . مؤلفه های مهم CLVD اغلب برای زمین لرزه های بزرگ به عمق متوسط و بسیار عمیق گزارش می شوند . اما ، در بسیاری از موارد می توان نشان داد که اینها به سبب انطباق چندین حادثه گسستگی است که مکانیسم های دابل – کوپل متفاوتی دارند .

USGS و Harvard تانسور های گشتاور را با استفاده از علائم تئوری مد نرمال منتشر می کنند این براساس مختصات های کروی  $(r, \Theta, \Phi)$  است به طوریکه  $r$  فاصله شعاعی منبع از مرکز زمین است ،  $\Theta$  متمم عرض جغرافیایی می باشد ، و  $\Phi$  طول جغرافیایی منبع نقطه ای است . ۶ المان تانسور گشتاور مستقل در سیستم مختصات (پایین ، شرق ، شمال ) =  $(x, y, z)$  مرتبط با مؤلفه ها در  $(r, \Theta, \Phi)$  می باشند به این صورت :

$$M_{rr} = M_{zz}$$

$$M_{\Theta\Theta} = M_{xx}$$

$$M_{\Phi\Phi} = M_{yy}$$

$$M_{r\Theta} = M_{zx}$$

$$M_{r\Phi} = -M_{zy}$$

$$M_{\Theta\Phi} = -M_{xy}$$



### ۳.۵.۵ مراحل انجام شده در معکوس سازی تانسور گشتاور

اصولاً، کیفیت معکوس سازی تانسور گشتاور تا حد زیادی به تعداد داده های موجود و توزیع سمتی ایستگاه های اطراف منبع بستگی دارد. Du Fumier (۱۹۹۶) یک مرور کلی سیستماتیک بر اثرات بوجود آمده بواسطه تفاوت ها در پوشش سمتی و اثرات ناشی شده از استفاده صرف از امواج P، امواج پلاس p و SH یا امواج SH و SV برای معکوس سازی با امواج بدنه ارائه می دهد.

یک مرور کلی سیستماتیک در مورد اثرات ایجاد شده بواسطه یک مدل سرعت پر از غلط برای محاسبه تابع Green و اثرات ناشی از مختصات کانون زلزله اشتباه را می توان در Sileny و سایرین (۱۹۹۲)، Sileny و Psencik (۱۹۹۵)، Sileny و سایرین (۱۹۹۶) و Kravanja و سایرین (۱۹۹۹) یافت.

آنچه که در زیر آمده، طرح کلی مراحل مختلف به کار رفته در معکوس سازی تانسور گشتاور با استفاده از داده های مربوط به شکل موج راست:

#### (۱) کسب داده ها و پیش پردازش آنها:

- نسبت سیگنال به نویز خوب
- سیگنال های کوتاه نشده
- پوشش سمتی خوب
- حذف مقدار میانگین و امتداد های خطی
- تصحیح و اصلاح واکنش ابزار، تبدیل زلزله نگاشت ها به فیلترینگ ها بین گذر جابه جایی
- برای حذف نویز فرکانس بالا و تخمین منبع نقطه ای

## (۲) محاسبه توابع ترکیبی و ساختگی Green وابسته به

- مدل زمین
- موقعیت و مکان منبع
- موقعیت گیرنده

## (۳) معکوس سازی

- انتخاب شکل موج ، مثلاً زلزله نگاشت های P ، SH یا کامل
- توجه به انطباق شکل موج با ترکیب ها و ساخت های متناظر
- تجزیه تانسور گشتاور ، مثلاً ، به CLVD به اضافه دوتایی

معکوس سازی ممکن است در دامن زمانی یا دامنه فرکانسی انجام پذیرد ، باید در انطباق زلزله نگاشت های ساختگی و مشاهده شده دقت کرد. هم تراز و موازنه شکل موج های مشاهده شده و ساختگی بواسطه تکنیک های همبستگی عرضی ساده و آسان می شود . در بیشتر طرح های معکوس سازی تانسور گشتاور ، عمق کانونی ثابت فرض می شود . معکوس سازی برای دامنه ای از عمق های کانونی انجام می گیرد ، و بهترین راه حل ، آن راه حلی محسوب می شود که در آن واریانس تخمین به حداقل می رسد .

## ۳.۵.۶ برخی متدهای معکوس سازی تانسور گشتاور

### ۳.۵.۶.۱ تانسورهای گشتاور سریع NEIC

بدست آوردن تخمین های سریع تانسور گشتاور زلزله ای برای زمین لرزه هایی با شدت موج بزرگتر مساوی ۵.۸ ، تلاشی صورت گرفته توسط مرکز اطلاعات زمین لرزه ملی آمریکا (NEIC) با همکاری مرکز مدیریت داده های IRIS می باشد . داده های دیجیتال مربوط به شکل موج سریعاً از ایستگاههای "باز" IRIS گرفته می شوند و از طریق اینترنت به NEIS منتقل می شوند . این داده ها در فواصل تله زلزله ای شامل شکل موج های P است که برای محاسبه تانسور گشتاور زلزله ای با استفاده از تکنیکی براساس طراحی فیلتر بهینه استفاده می شوند . سپس راه حل بواسطه ایمیل به لیستی از مشترکین فرستاده می شود . برای ثبت نام ، یک درخواست به [Sipkin@usgs.gov](mailto:Sipkin@usgs.gov) ایمیل کنید .

تحت سایت [http://gldss7.cr.usgs.gov/neis/FM/fast\\_moment.html](http://gldss7.cr.usgs.gov/neis/FM/fast_moment.html) ، اطلاعات بیشتری را می توان بدست آورد.

### ۳.۵.۶.۲ راه حل های Harvard CMT

گروه Harvard کاتالوگ وسیعی از راه حل های تانسور گشتاور مرکز ثقل (CMT) ۵ برای زمین لرزه های قوی (عمدتاً ۵.۵ > M) در طول دوره زمانی از سال 1976 تاکنون در اختیار دارند . راه حل های آنها ، و همچنین راه حل های CMT سریع حوادث اخیر ، را می توان در سایت <http://www.seismology.harvard.edu/projects/CMT/> مشاهده کرد . متد CMT هاروارد از امواج بدنه بسیار بلند مدت ( $T > 40 \text{ Sec}$ ) (از آغاز موج p تا آغاز مدهای اساسی) و

امواج اصطلاحاً پوسته (جبهه) در  $T > 135 \text{ Sec}$  استفاده می کند که شامل دنباله موج سطحی کامل می باشند. به غیر تانسور گشتاور، پروسه معکوس سازی مکرر راه حلی را برای بهترین مکان منبع نقطه ای زمین لرزه جستجو می کند. این مکان نقطه ای است که در آن سیستم جفت ها در مدل منبعی قرار می گیرد که بواسطه تانسور گشتاور توصیف می شود. این انتگرال چگالی گشتاور را بر عهده بر محدوده پهناور گسستگی نشان می دهد. برای زمین لرزه های بسیار بزرگ، این مکان مرکز جرم ممکن است به طور قابل توجهی از مکان هایپوسنتر بر اساس زمان های ورود شروع اولین موج P تغییر یابد. مکان هایپرسنتر مطابق با مکانی ست که در آن گسستگی آغاز می شود. بنابراین، انشعابی از مکان مرکز جرم که مربوط به مکان هایپوسنترال است اولین نشانه و علامت را بر وسعت گسل و جهت یابی گسستگی ارائه می دهد. در مورد زمین لرزه ۱۷ آگوست سال ۱۹۹۹ ایزمیت (ترکیه)، مرکز جرم حدوداً ۵۰ کیلومتری شرق کانون زلزله موج P- قرار داشت. مکان مرکز جرم منطبق بر محدوده ای بود که در آن ماکزیمم گسستگی های سطح مشاهده می شود.

### ۳.۵.۶.۳ تعیین پارامتر منبع سریع EMSC

این نوآوری و ابتکار مرکز زلزله شناسی اروپایی - مدیترانه ای و برنامه های GEOFON در Geoforschungs – Zentrumpotsdam است. متر EMSC از یک الگوریتم شبکه ای تحقیق برای استنتاج راه حل های صفحه - گسل و گشتاوری های زلزله ای زمین لرزه ها ( $M > 5.5$ ) در محدوده اروپایی - مدیترانه ای استفاده می کند. راه حل ظرف مدت ۲۴ ساعت پس از رویداد حادثه بدست می آیند. داده های استفاده شده پلاریته ها و دامنه های ارتعاش P و S هستند. تصویر ۳.۳۴ مثالی از نوع داده های خروجی بدست آمده نشان می دهد.

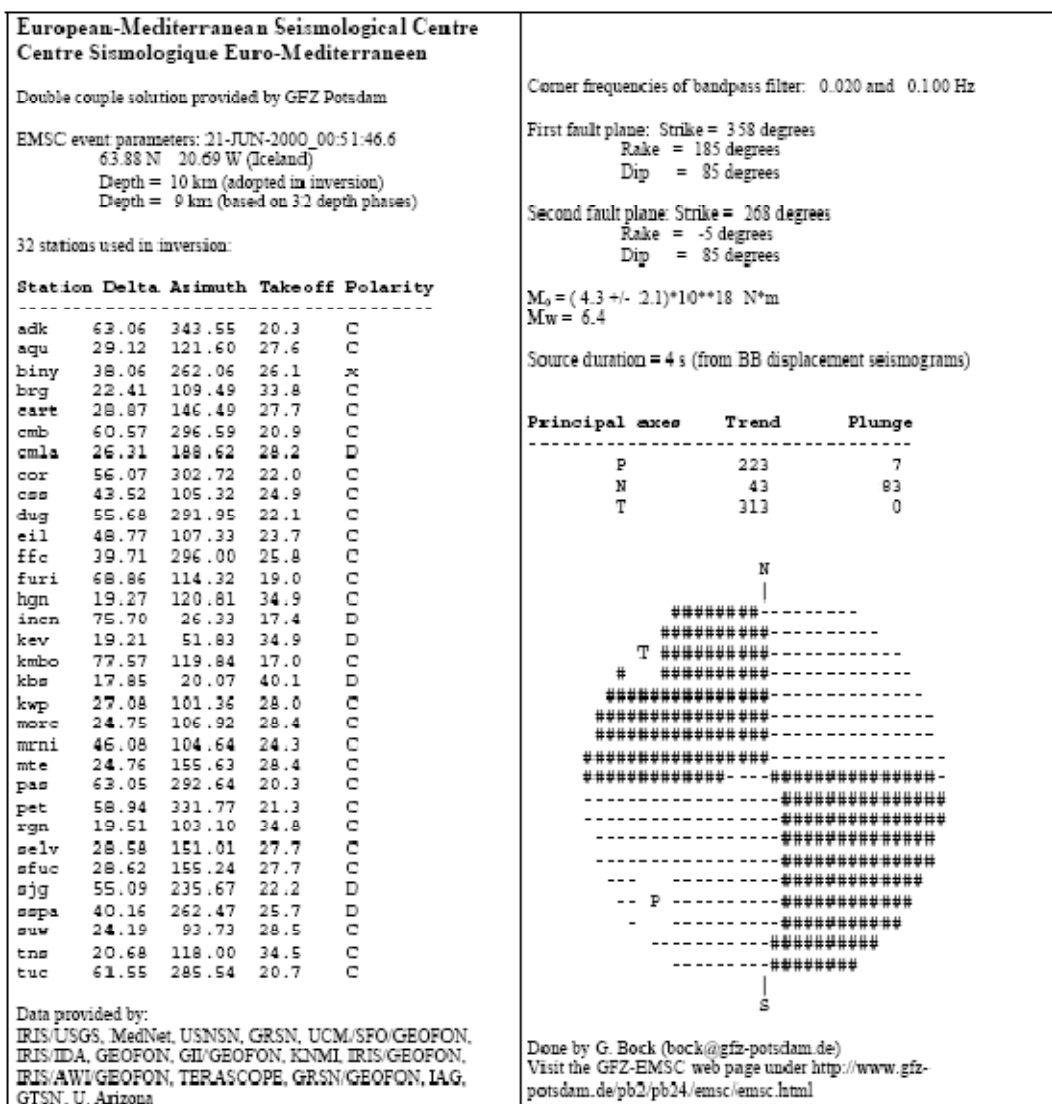
اطلاعات بیشتری را می توان از طریق سایت

<http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb24/emsc/emsc.html> بدست آورد.

#### ۳.۵.۶.۴ معکوس سازی تانسور گشتاور نسبی

طرح های معکوس سازی تانسور گشتاور نسبی برای معکوس سازی حوادث محلی توسعه یافته اند. اگر منابع بواسطه یک طول موج و نه بیشتر از هم جدا شوند، توابع Green را می توان برابر با خطای قابل چشم پوشی در نظر گرفت. در این مورد ایجاد سیستم معادله خطی، که مؤلفه های تانسور گشتاور یک حادثه مرجع را به مؤلفه های تانسور گشتاور حادثه مجاور دیگر مرتبط می سازد، آسان می باشد. این امر از محاسبه توابع Green فرکانس بالای لازم برای حوادث محلی کوچک و تمام مشکلات مربوط به آن جلوگیری می کند. (مخصوصاً لزوم مدل دادن توابع انتقال سایت به صورت جزئی).

اگر یک تانسور گشتاور تعیین شده ضربه اصلی مشخص شود، این یک طرح بسیار مفید برای آنالیز پس لرزه ها می باشد. به علاوه، اگر حوادث کافی با حداقل مکانیسم های کمی متفاوت و ثبت های کافی وجود داشته باشند، حذف مکانیسم مرجع از معادلات نیز معکوس می باشد. این امر برای مناطق آتشفشانی، جائیکه حوادث دسته ای مانند و با دامنه مشابه هستند و درجائیکه یک تانسور گشتاور مرجع نتواند ارائه شود، مفید و جالب است.



تصویر ۳.۳۶: مثالی از داده های خروجی بدست آمده بواسطه پروسه روتین برای تعیین پارامتر

منبع EMSC سریع بواسطه گروه GEOFON در GFzpotsdam.

## **۳.۶ روابط درجه بندی زلزله ای**

### **۳.۶.۱ تعریف و استفاده از روابط درجه بندی**

فرمول های خاص و ساده یک پارامتر اندازگیری شده یا محاسبه شده را به پارامتر دیگر مربوط می سازند . ما با چنین روابطی در بحث مربوط به گشتاور ، انرژی و شدت مواجه بوده ایم . روابط را همچنان می توان بین پارامترهای فیزیکی یا هندسی سازه زمین لرزه یافت از قبیل انرژی زلزله ، چگالی ، افت تنش ، مدت گسستگی ، محیط یا طول گسستگی ، جابه جایی گسل ، محیط لرزه حس شده و غیره .