

madsage
IRan Education
Research
NETwork
(IRERNET)

شبکه آموزشی - پژوهشی مادیج
با هدف بهبود پیشرفت علمی
و دسترسی راحت به اطلاعات
برای جامعه بزرگ علمی ایران
ایجاد شده است

مادیج

شبکه آموزشی - پژوهشی ایران

madsg.com
مادیج



porta. Lorem ipsum
dolor mauris e
goma. Lorem ipsum.

درس مهندسی زلزله Earthquake Engineering

مراجع

✕ تحلیل لرزه ای سازه ها نوشته: دکتر رضایی پژند- مهندس مویدیان؛ انتشارات دانشگاه امام رضا

۱۳۷۸

✕ مهندسی زلزله ؛ دکتر حسن مقدم ؛ انتشارات فراهنگ ۱۳۸۱

✕ مهندسی زلزله ؛ نوشته: دکتر حجت الله عادلی ؛ انتشارات دهخدا ۱۳۵۹

✕ دینامیک سازه ها و تعیین نیروهای زلزله ؛ نوشته: آنیل چوپرا ترجمه: شاپور طاحونی ؛ انتشارات

علم و ادب ۱۳۷۷

✕ دینامیک سازه ها ؛ نوشته: ماریو پاز ترجمه: دکتر حسن مقدم - مهندس عباس خواجه کرم الدینی؛

موسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله ۱۳۷۴

✕ دینامیک سازه ها ؛ نوشته: کلاف و پنزین ترجمه: دکتر سعادتپور ؛ انتشارات دانشگاه صنعتی

اصفهان

✕ ساختمانهای مقاوم در برابر زلزله ؛ نوشته: واکابایاشی ترجمه: دکتر سعادتپور ؛ انتشارات دانشگاه

صنعتی اصفهان ۱۳۷۲

مباحث

فصل ۱- مبانی زمین شناسی زلزله

فصل ۲- امواج و اثرات زلزله و مقیاسهای اندازه گیری آن

فصل ۳- مبانی دینامیک سازه ها

فصل ۴- دستگاه یک درجه آزادی با جرم متمرکز و روش تاریخچه زمانی

فصل ۵- روش مختصات تعمیم یافته

فصل ۶- روش تحلیل طیف پاسخ برای دستگاههای یک درجه آزادی

فصل ۷- تحلیل تاریخچه زمانی و تحلیل طیف پاسخ ساختمانهای برشی

فصل ۸- تحلیل تاریخچه زمانی و تحلیل طیف پاسخ قابهای فضایی با کف صلب

فصل ۹- تحلیل دینامیکی با استفاده از روش *Finite Elements*

فصل ۱۰- روش استاتیکی معادل برای بارگذاری لرزه ای

فصل ۱۱- سیستم های برابر لرزه ای

فصل اول

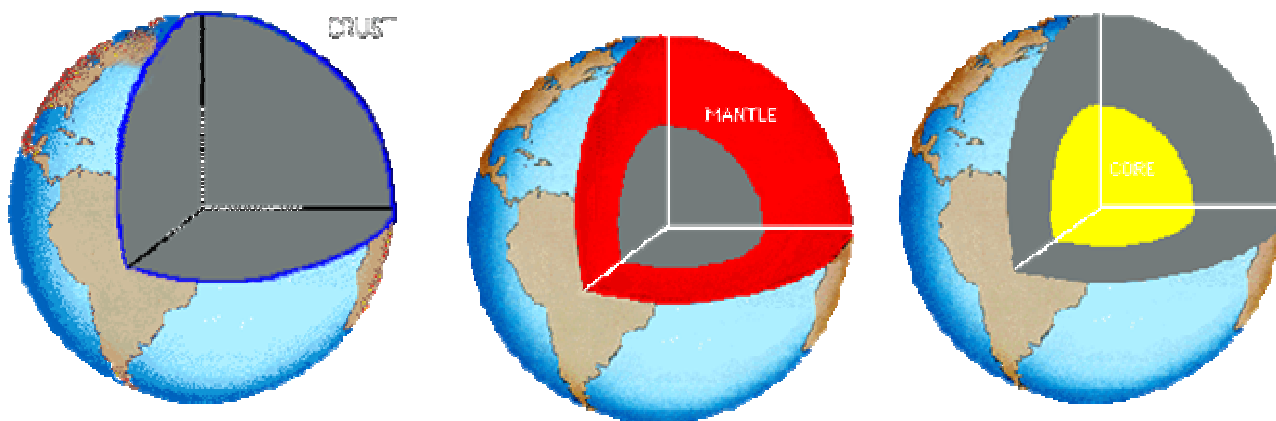
مبانی زمین شناسی زلزله

تاریخچه

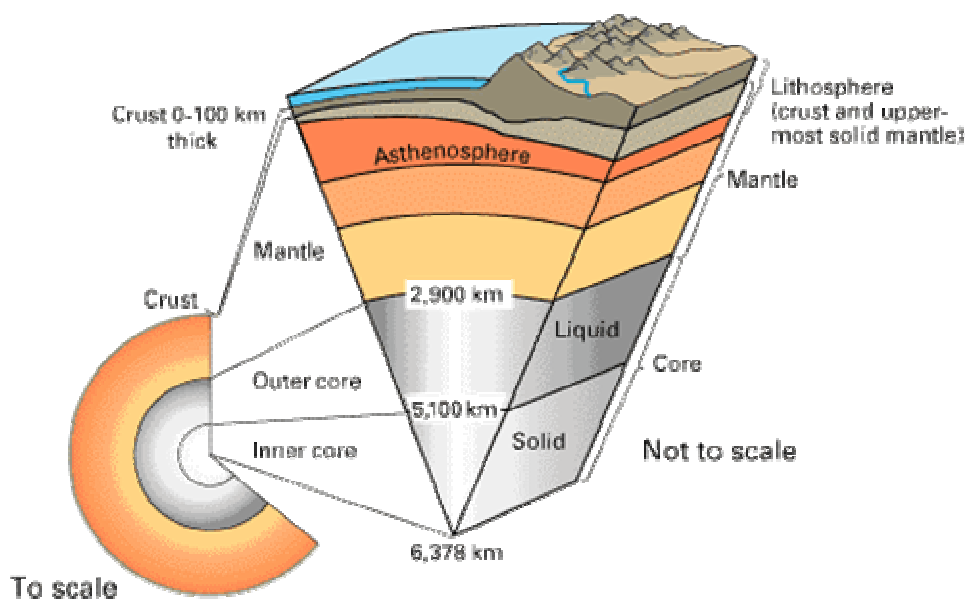
- علم مهندسی زلزله، علم نوینادی است که در ابتدای قرن بیستم زاده شد.
- قبل از ابداع و نصب دستگاههای شتابنگار، علم دینامیک سازه ها نقشی در مهندسی زلزله نداشت. با انتشار شتابنگاشت‌های ثبت شده در غرب آمریکا (اکثر کمربندی زلزله آمریکا در غرب آن واقع است) در دهه 60 و محاسبه طیف های پاسخ آنها توسط کامپیوتر، دینامیک سازه ها به عرصه مهندسی زلزله وارد شد.
- در دو دهه آخر قرن بیستم علم زلزله و طراحی لرزه ای پیشرفت بسیاری کرد که یکی از نتایج آن عرضه روش طراحی بر اساس عملکرد (*Performance Based Design*) است که می توان آن را سرآغاز جدیدی در عرصه طراحی لرزه ای دانست. این روش بر اساس عملکرد کاملا غیر خطی سازه در هنگام زلزله بوده و جایگزین روش قبلی طراحی بر اساس مقاومت می شود.

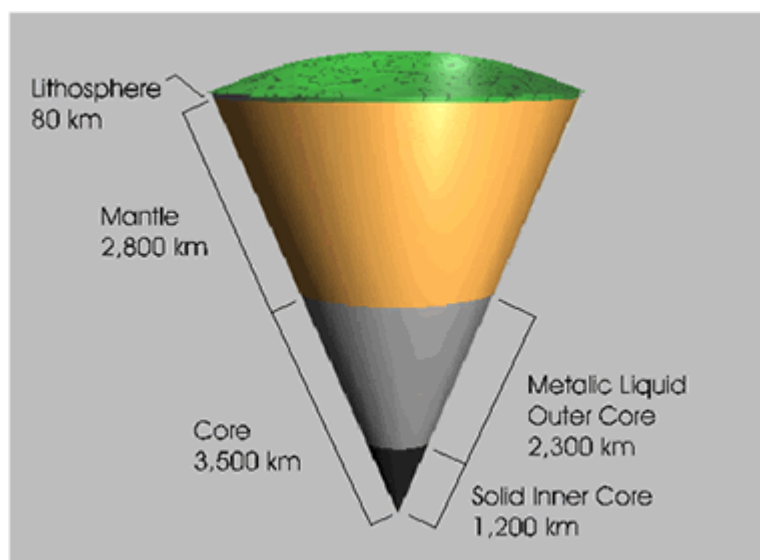
علت زمین ساختی زلزله

برای شناخت علت زمین ساختی زلزله بایستی با سیستم داخلی کره زمین آشنایی داشت. در اشکال زیر سه قسمت اصلی کره زمین به نامهای هسته (Core)، جُبه (Mantle) و پوسته (Crust) را مشاهده می کنید.

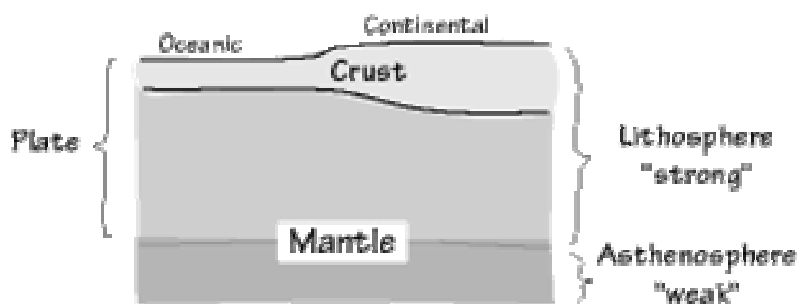


• هسته خود شامل هسته داخلی و هسته خارجی است که هسته داخلی جامد و هسته خارجی مایع است.





- خود پوسته شامل دو قسمت می شود: یک لایه صلب خارجی بنام لیتوسفر (*Lithosphere*) که روی لایه داغ تر و ضعیف تری به نام استنوسفر (*Asthenosphere*) قرار دارد. لیتوسفر مرز صفحات تکتونیکی ناپیوسته است. قاره ها و اقیانوسها روی لیتوسفر قرار دارند.



نظریه تکتونیک صفحه ای (Plate Tectonics)

طبق این تئوری لیتوسفر زمین متشکل از تعدادی صفحات صلب است. سطح زمین از ۶ صفحه لیتوسفری بزرگ و تعدادی کوچکتر پوشیده شده است. این صفحات نسبت به یکدیگر حرکت می کنند و فعالیت های زمین شناسی از قبیل زلزله ها و آتشفشان ها در طول مرز مشترک این صفحات

متمرکز می باشند. با مقایسه نقشه صفحات لیتوسفری زمین و نقشه زمین لرزه های بوقوع پیوسته مشاهده می شود که تقریباً همه زلزله ها (در حدود ۹۰٪) در مرز بین صفحات تکتونیکی روی داده اند. از این طریق دانشمندان پی به ارتباط بین زلزله ها با فصل مشترک صفحات تکتونیکی برده اند.

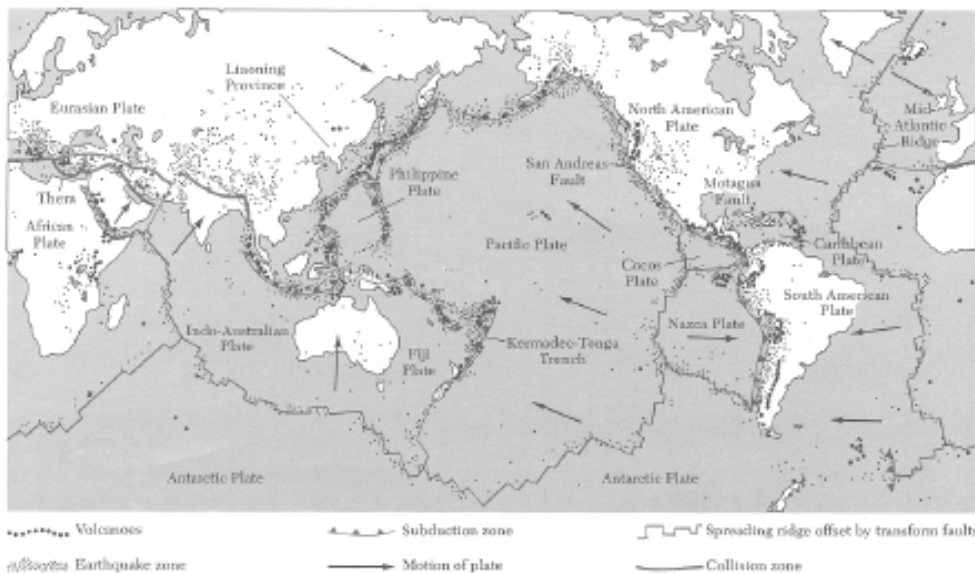
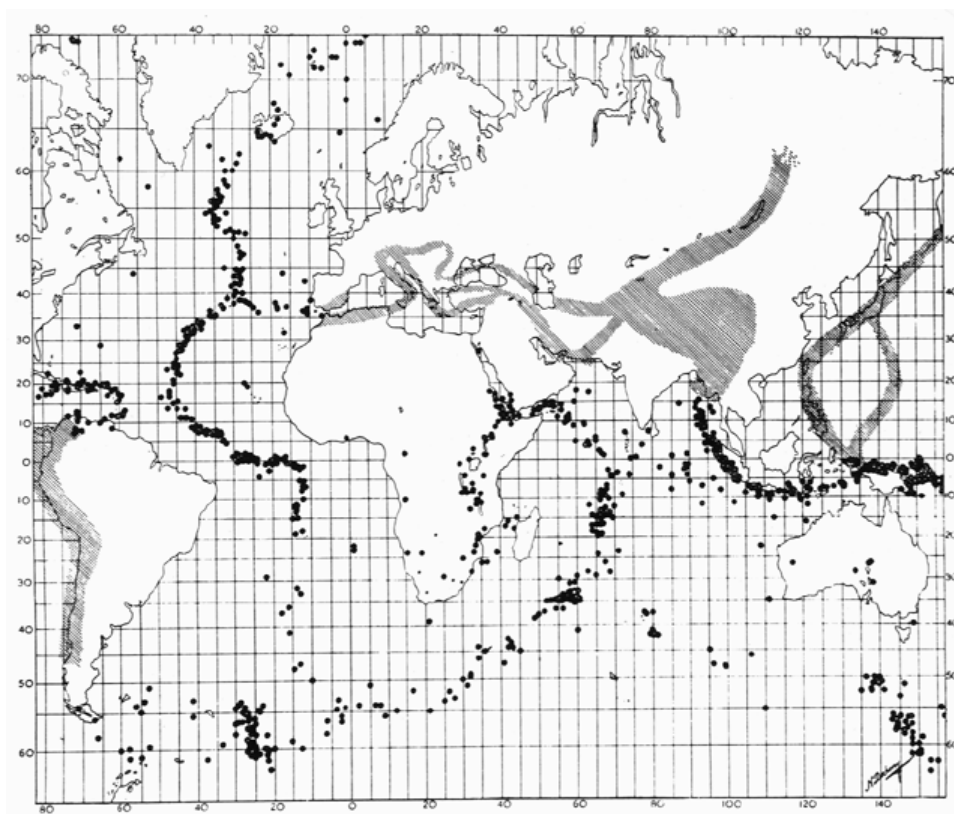


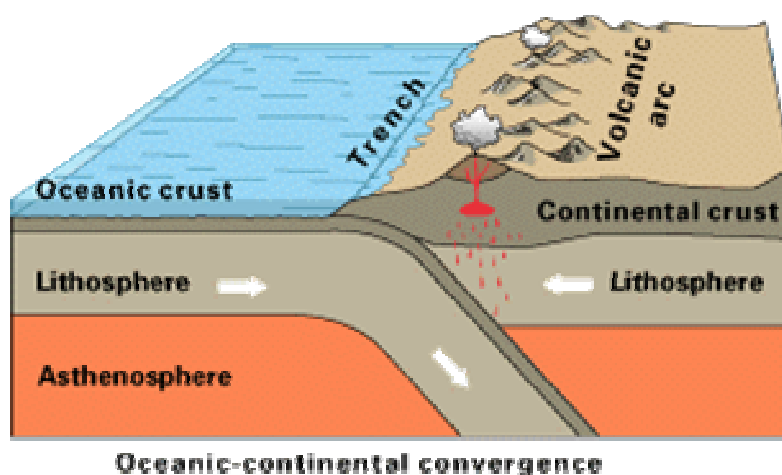
Figure 1-2. Tectonic plates and world-wide distribution of earthquakes. (From *Earthquakes*, by Bruce A. Bolt. Copyright 1978, 1999 W. H. Freeman and Company. Used with permission.)



صفحات لیتوسفری نسبت به یکدیگر در حال حرکتند، مثلا صفحات آمریکای شمالی و اقیانوس آرام سالی بین ۴ تا ۶ سانتی متر نسبت به هم حرکت دارند. در مرز مشترک این صفحات سه نوع رفتار وجود دارد:

۱- **مرزهای واگرا (divergent):** در این مرزها صفحات از یکدیگر دور شده که همراه با ایجاد لیتوسفر جدید می باشد. این نواحی گرده ماهی شکل بوده و اکثرا در وسط اقیانوس ها ایجاد می شوند. مثل گرده ماهی وسط اقیانوس اطلس.

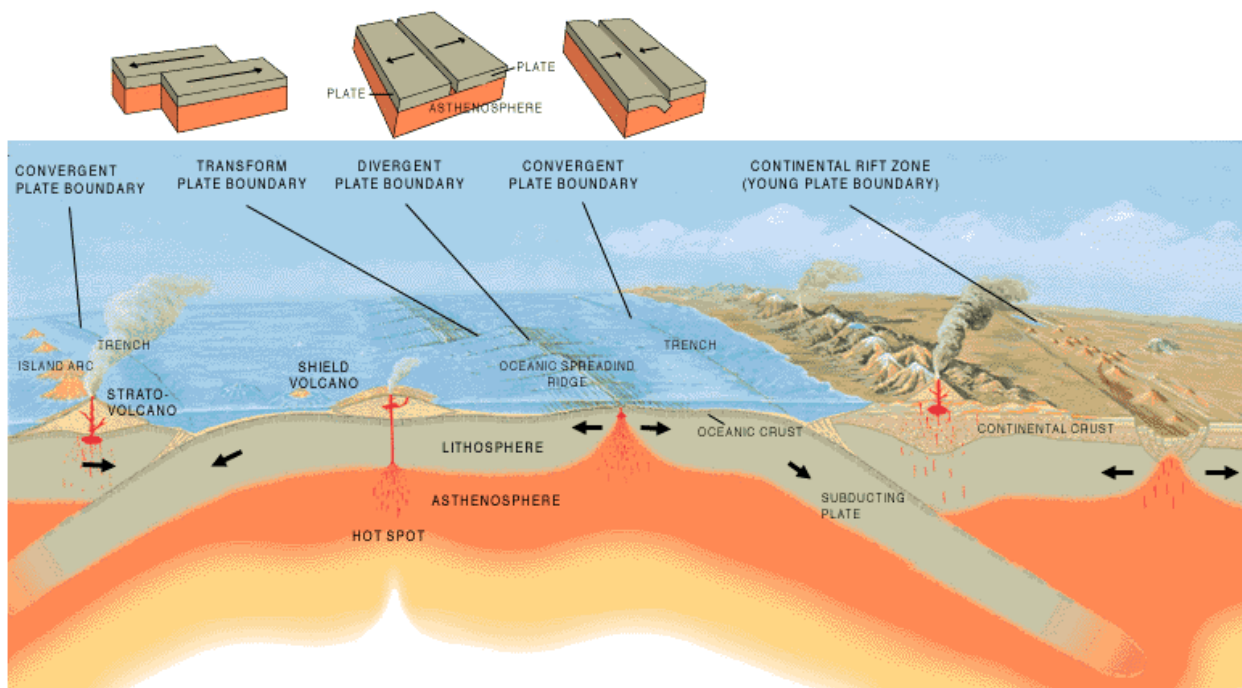
۲- **مرزهای همگرا (convergent):** در این مرزها صفحات با هم تصادم کرده و به پوسته زمین فشار می آورند و کوههای جدید را ایجاد می کنند و یا اینکه در اثر فشار، یک صفحه ممکن است زیر صفحه دیگر رفته و مواد لیتوسفری را با خود به داخل گورشته زمین ببرد. در این نقاط خندق های عمیق ایجاد می گردد.



مثلا سلسله جبال زاگرس ناشی از تقارب حد مشترک صفحه ایران و صفحه عربستان سعودی می باشد.

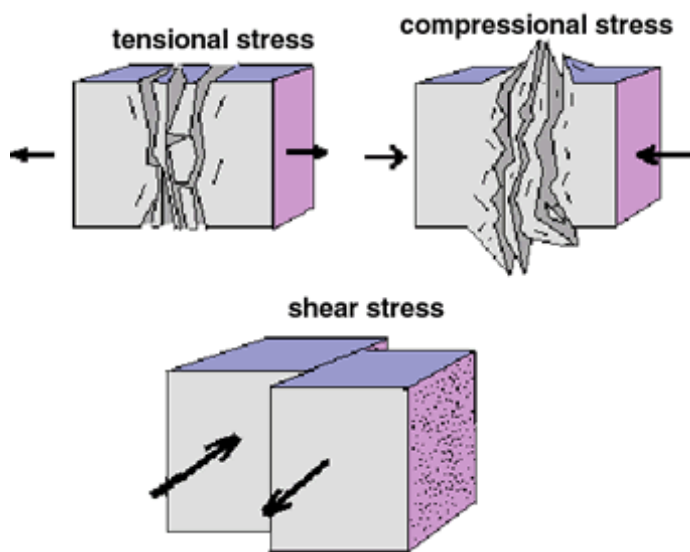
۳- **مرزهای لغزشی (sliding):** این صفحات نسبت به یکدیگر در یک صفحه افقی می لغزند. در این نوع مرزها نه پوسته جدیدی ایجاد می شود و نه پوسته ای منهدم می گردد.

این مرزها همان گسلها هستند که بعدا درباره آنها توضیح داده خواهد شد. یک سری از گسلها هستند که در غیر از مرز صفحات لیتوسفری قرار دارند (که خیلی کم هستند).

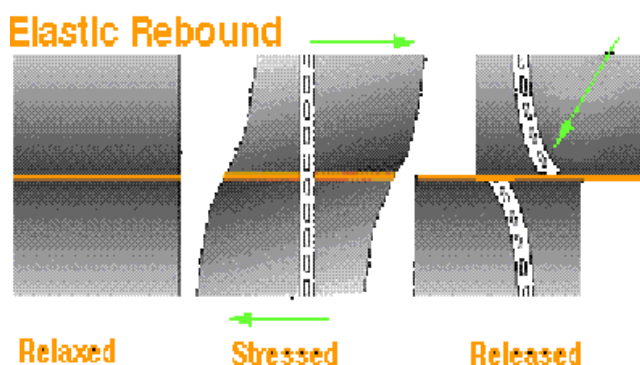


نظریه برگشت الاستیک برای وقوع زلزله ها (Elastic Rebound Theory)

صفحات لیتوسفری در مرزشان (در گسلها) به آرامی حرکت می کنند. این حرکت ایجاد کرنش و تنش در سنگ های دو طرف گسل را می کند. سنگ ها و صخره ها در این مرزها تغییر شکل الاستیک داده یا بوسیله اصطکاک (نیروی برش) شکل اولیه خود را حفظ می کنند، تا اینکه تغییر شکل و تنش ایجاد شده به حدی می رسد که بر مقاومت سنگها و صخره ها در دو طرف گسل غلبه کند.



در این هنگام صخره ها با خراش نسبت به یکدیگر لغزیده و به طور ناگهانی در می روند. لغزش مزبور موجب رها شدن انرژی الاستیک انبار شده در سنگ ها می گردد و به صورت امواجی منتشر می شود. در اثر این امواج، زمین دچار حرکت های شدیدی در همه جهات می شود که زلزله یا *Earthquake* نام دارد. امواج لرزه ای در همه جهات ساطع شده و انرژی آزاد شده را با خود جابجا می کنند. این امواج در مسیر خود اجسام و ساختمانهای سر راه خود را حرکت داده و به آنها آسیب می رسانند. حرکت این امواج مانند حرکت امواجی است که به خاطر پرتاب یک سنگ در آب ایجاد می گردد. در آن حالت به راحتی می توان توسعه موج و نحوه حرکت آنرا در مایع دید.



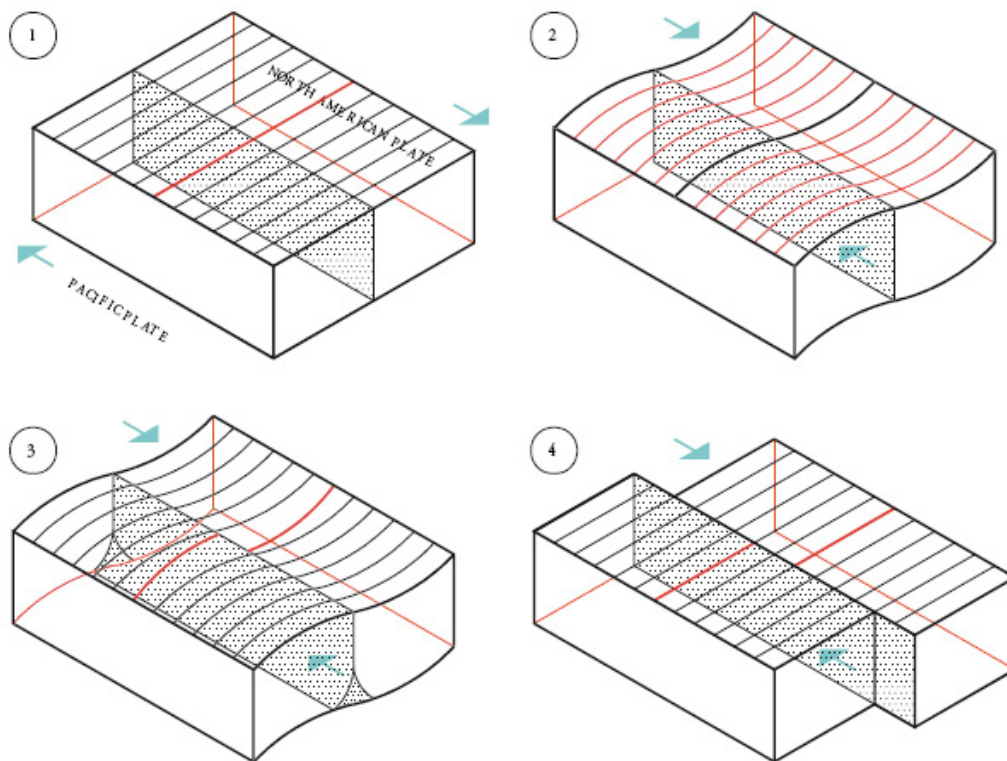


Figure 1-27. Elastic rebound model of earthquakes



■ بنابراین حرکت گسل ها نتیجه جمع شدن تدریجی انرژی کرنش الاستیک ناشی از برش و رها شدن ناگهانی تنش مربوطه در توده سنگ ها است که اصطلاحاً به آن برگشت الاستیک گویند.

نکته: حرکت گسل مسلماً از یک نقطه شروع می شود ولی آزاد شدن انرژی در طول کیلومترها از طول گسل (طول پاره شدگی) رخ می دهد.

نکته: در صورتی که مقاومت صخره ها و اتصال آنها در محل گسل نسبتاً کم باشد، انرژی الاستیک کمی در اثر تغییر شکل در طول گسل جمع شده و تغییر شکل و انرژی الاستیک آزاد شده نیز کم بوده و زلزله های ایجاد شده کوچک می باشد. اما اگر مقاومت سنگ ها و اتصال آنها در محل گسل خیلی زیاد باشد، در این صورت فشار وارده ممکن است برای ده ها و یا صدها سال جمع شده و مقدار قابل ملاحظه ای شود. موقعی که تنش سرانجام به آن اندازه رسیده که بر اتصال محکم گسل غلبه کند، لغزش مهبی در محل سنگها رخ داده و زلزله بزرگی ایجاد می شود.

گسل ها (Faults)

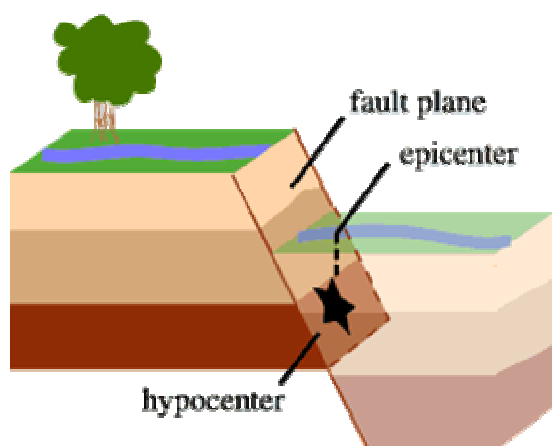
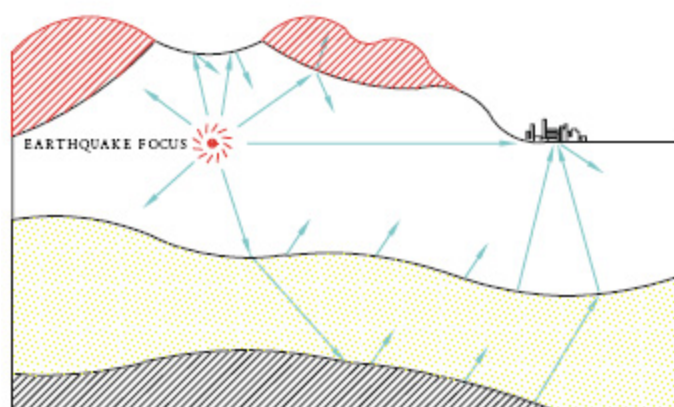
تعریف گسل: گسل عبارت است از سطح ناپیوسته (غالباً مسطح) ای که دو مجموعه سنگی را از هم جدا می کند. گسل معرف صفحه ای است که در طول آن حرکات زمین رخ می دهد و مبدأ حرکت زمین در یک زلزله از آن ناشی می شود. همه گسل ها مربوط به مرز صفحات تکنوتیکی نیست. در غیر از مرز صفحات تکنوتیکی هم گسل داریم.

■ صفحه همه گسل ها در سطح پوسته زمین بریده نشده تا با چشم قابل دیدن باشند و بنابراین بعضی از گسل ها در سطح زمین اثری از خود ندارد.



تعریف کانون زلزله (*hypocenter or focus*): در هر نقطه ای از عمق گسل ممکن است زلزله رخ دهد. به این نقطه در عمق گسل کانون گویند. امواج از این نقطه به اطراف ساطع می شوند. اگر این گسیختگی ای که در عمق گسل رخ داده به سطح گسل برسد، باز شدن زمین در هنگام زلزله قابل رویت خواهد بود.

تعریف مرکز زلزله (*epicenter*): نقطه ای است در سطح زمین که درست در بالای کانون زلزله قرار دارد.



نکته: اگر گسیختگی که در عمق گسل رخ داده، در کانون به سطح گسل برسد، باز شدن زمین هنگام زلزله قابل رویت خواهد بود.

عمق زلزله

عمق گسل ها مختلف بوده و کانون زلزله (نقطه گسیختگی سنگ ها از همدیگر) در هر عمقی از این صفحات گسل می تواند باشد. فاصله نقطه گسیختگی صخره ها از سطح زمین را عمق زلزله (*focal Depth*) گویند.

زلزله را برحسب عمق به دو نوع سطحی و عمیق تقسیم بندی می کنند. عمق زلزله های سطحی کمتر از 10 کیلومتر است ولی زلزله های عمیق از عمق 300 تا 600 کیلومتری منتشر می شوند. از آنجا که در اعماق زیاد، درون زمین از مواد جامد بسیار نرم ساخته شده و جایی برای شکستگی صفحات سخت و وقوع زلزله باقی نمی ماند، عملاً عمق زلزله نمی تواند از یک حدی بیشتر شود. زلزله های عمیق در گودالها (نواحی ای که صفحات سخت به عمق زمین می روند) بیشتر رخ می دهند. در نقاطی که صفحات به یکدیگر فشار آورده و یکی زیر دیگری فرو می رود، زلزله های کم عمق تا عمیق رخ می دهد. در جایی که صفحات نسبت به یکدیگر لغزیده، و از مقابل هم عبور می کنند، معمولاً زلزله های عمیق اتفاق نمی افتد.

حوزه اثر زلزله های سطحی نسبتاً کوچک است و در خارج آن فقط با دستگاههای لرزه نگاری می توان زلزله را حس نمود. در حالی که زلزله های عمیق در فواصل دور هم محسوس می باشند.

■ تفاوت عمده این دو نوع زلزله از نظر مهندسی در این است که زلزله های مخرب همواره از نوع سطحی هستند و زلزله های عمیق اثر تخریبی چندانی ندارند. زلزله های مخرب حداکثر در عمق 50 کیلومتری قرار دارند.

نکاتی در باره گسل ها

- گسل ها باعث ایجاد زلزله هستند ولی بر عکس آن صحیح نیست. یعنی زلزله باعث ایجاد گسل نمی شود.

- نود درصد زلزله ها در گسل های مجاور صفحات تکنوتیک رخ می دهد. ده درصد دیگر زلزله ها در گسل هایی اتفاق می افتد که در داخل صفحات اصلی قرار دارند.
- سطح گسل ممکن است جهت خاصی نداشته باشد. با این وجود بسیاری از گسل ها دارای سطوح قائم یا مورب هستند.

سرعت حرکت گسل های فعال

بعضی از گسل ها همواره در حال حرکتند، در حالی که بعضی دیگر فقط به هنگام وقوع زلزله حرکت می کنند.

سرعت گسل های فعال در حال حرکت متفاوت است. بیشترین آنها حدود 3 تا 10 سانتی متر در سال است.

طول گسلها

طول گسلها بسیار متفاوت است و ممکن است از چند متر تا صدها کیلومتر- که لایه های بزرگ قاره ها یا اقیانوسها را بریده و از هم مجزا می نماید- باشد. گسل های طولانی تا ۱۰۰۰ کیلومتر طول دارند. بزرگی زلزله با طول گسلش ارتباط دارد. به طور معمول طول گسلش را نصف طول گسل در نظر می گیرند.

گسل فعال

گسل هایی که طی چند هزار سال گذشته حرکت نموده و در آینده نیز حرکت خواهند کرد، گسل فعال نامیده می شوند. این گسل ها به وسیله کاوش های زمین شناسی و عکسهای هوایی تعیین می شوند. از آنجا که زلزله معمولا در مناطقی که گسل فعال دارند، رخ می دهد، به هنگام طرح پروژه های بزرگ نظیر سد و نیروگاه، فاصله مشخصات گسل های فعال منطقه بایستی مشخص شود و در برآورد

زلزله طرح مورد استفاده قرار گیرد (در کتاب زلزله مقدم و کتاب آقای بربریان، فاصله هر شهر از گسل فعال منطقه و طول گسل آورده شده است).

■ ممکن است یک گسل فعال نباشد ولی در هنگام زلزله فعال گردد.

انواع گسل ها

۱- گسل ساکن: صخره های دو طرف گسل نسبت به هم ساکن بوده و هیچ حرکتی ندارند.

۲- گسل نرمال یا گسل کششی (Normal or subduction Fault): در این نوع گسل صخره های دو طرف گسل تمایل به جدا شدن از یکدیگر داشته ایجاد کشش در گسل می کنند. در صورتی که کشش برای ایجاد گسیختگی کافی باشد، یک قطعه نسبت به قطعه دیگر به طرف پایین حرکت می کند. ■ اکثر گسل ها نرمال در طول مرز صفحات تکنوتیک واگرا ایجاد می شوند.

۳- گسل معکوس یا فشاری (Reverse or Thrust Fault): صخره های دو طرف گسل تمایل به فشردن یکدیگر داشته، در گسل فشار ایجاد می کنند. موقعی که فشار برای ایجاد گسیختگی کافی باشد یک قطعه نسبت به قطعه دیگر در امتداد صفحه گسل به طرف بالا حرکت می کند. ■ اکثر گسل های فشاری در محل تصادم صفحات همگرا ایجاد می شوند.

۴- گسل های لغزشی جانبی (Strike-Slip Faults): حرکت در طول یک صفحه گسل تقریباً قائم به صورت لغزش جانبی صورت می گیرد. حرکت این گسل ها می تواند به سمت راست یا چپ باشد. حرکت به سمت راست یعنی اگر شخصی روی هر طرف این گسل قرار بگیرد و رو به گسل نگاه کند، حرکت طرف مقابل همیشه به طرف راست او می باشد و برعکس. (راستگرد و چپگرد)

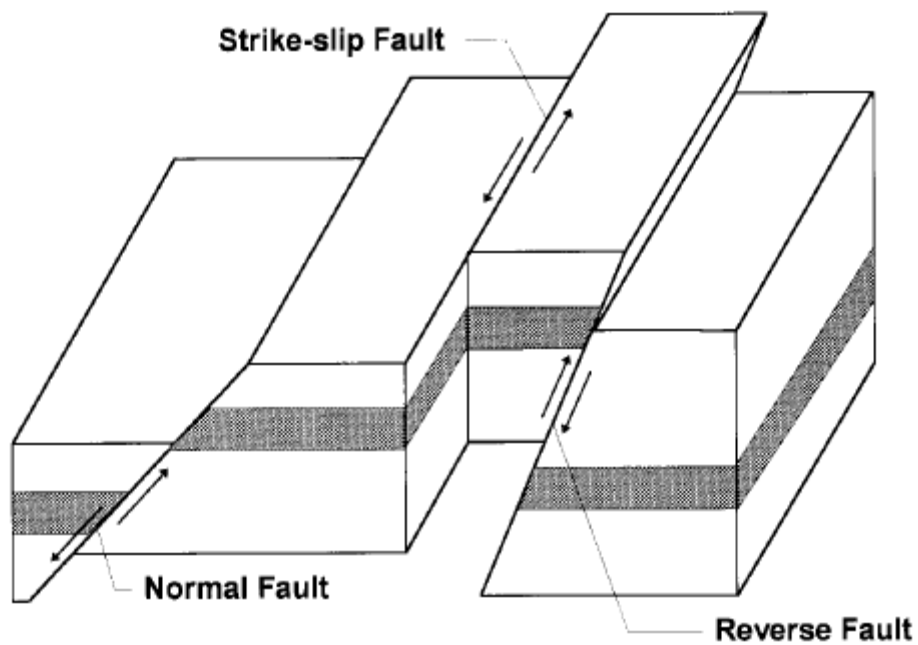
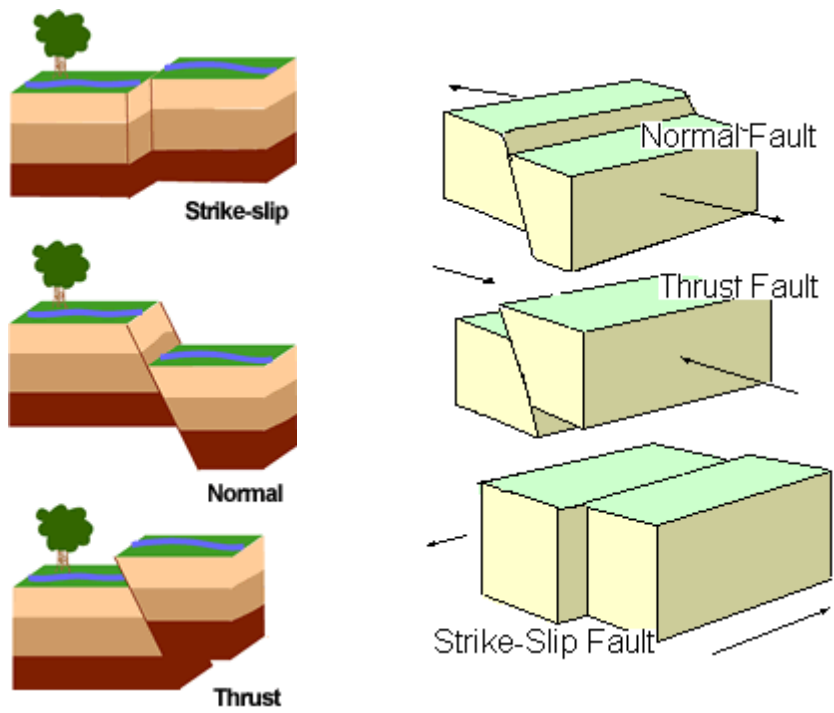


FIGURE 5.3: Fault types.

کمر بند زلزله

با نگاهی به نقشه های زلزله های اتفاق افتاده به این نتیجه می رسیم که اکثر نقاط لرزه خیز روی نوارهای ممتد و پیوسته ای از سطح زمین قرار گرفته اند. به این نوارها نوار زلزله ای یا کمر بندی زلزله ای گویند. نواحی زلزله خیز دنیا در چند نوار یا کمر بند زلزله خیز به شرح زیر قرار دارند:

۱- نوار محیط اقیانوس آرام (Circum-Pacific) که از شمال به جنوب گسترده شده است.

شامل سواحل غربی قاره آمریکای شمالی - آمریکای مرکزی - آمریکای جنوبی - شبه جزیره کاماچاتکا - ژاپن - اندونزی - زلاندنو

۲- نوار آلپاید (Alpide-belt) که از سلسله کوهها هیمالیا (Himalaya) در شرق آسیا شروع

شده و پس از عبور از هند-پاکستان از ایران و ترکیه به دریای مدیترانه ختم می شود.

۳- نوار وسط اقیانوس (Mid-Atlantic belt) که از شمال به جنوب گسترده شده است. این

نوار چون وسط اقیانوس قرار دارد از لحاظ مهندسی ساختمان اهمیتی ندارد.

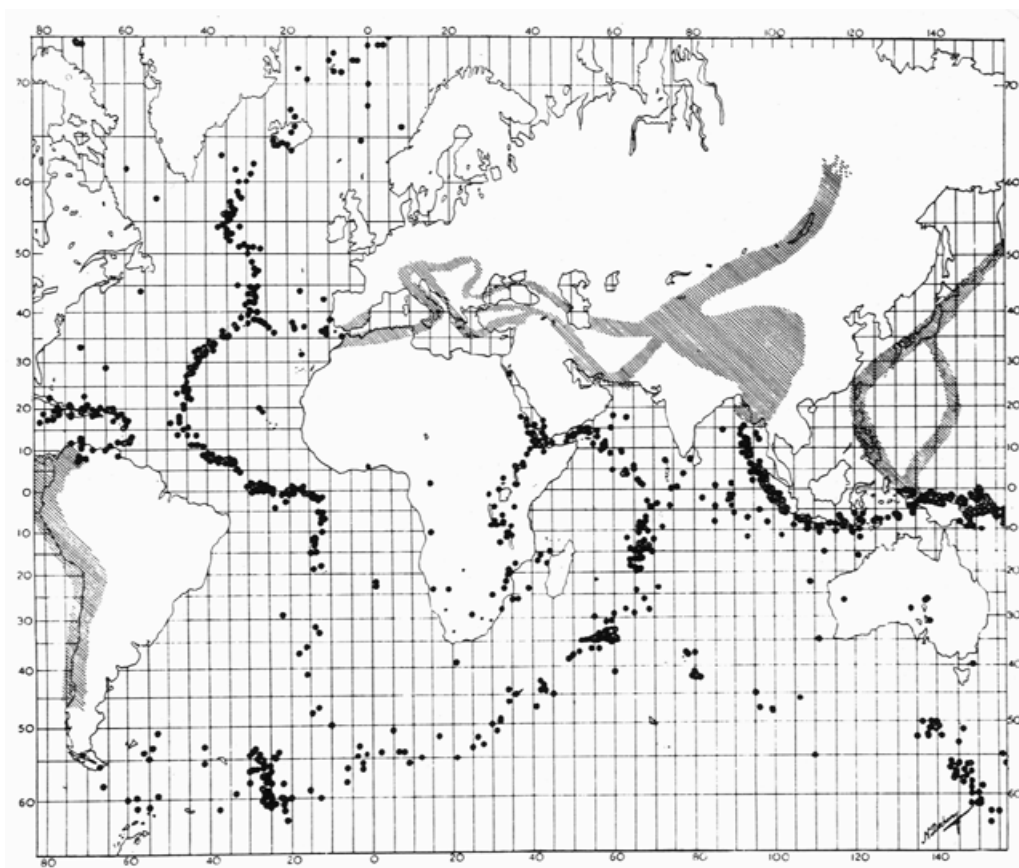
■ ایران بر روی نوار آلپاید که از کوههای هیمالایا تا دریای مدیترانه گسترش دارد واقع است.

لرزه خیزی جهان

■ بزرگترین زلزله دنیا در قرن بیستم مرز هند و چین اتفاق که دارای بزرگی 8.6 مقیاس ریشتر

بوده است. (سال ۱۹۴۰) البته زلزله ای با بزرگی 8.9 مقیاس ریشتر در دنیا داریم که از آنجا که در وسط

اقیانوس اطلس اتفاق افتاده، اهمیتی ندارد.



لرزه خیزی نقاط مختلف دنیا در زیر شرح داده شده است:

۱- آمریکای شمالی: مهمترین گسل این منطقه: گسل سان اندریاس (*San Andreas Fault*) است که در غرب آمریکا و در ساحل اقیانوس آرام گسترده شده است. این گسل از کرانه های ساحل کالیفرنیا عبور کرده و منشا زلزله های فراوانی بوده است. زلزله های سانفرانسیسکو 1906 - ال سنترو 1940 و پارک فیلد 1966 در امتداد گسل سان اندپاس بوده اند. این گسل تاکنون در حدود ۳۰ زلزله بزرگ را ایجاد کرده است.

۲- آمریکای مرکزی و جنوبی: نواحی مرزی این نواحی با اقیانوس آرام دارای لرزه خیزی بسیار بالایی است. زلزله های مخرب زیادی را این نواحی در قرن بیستم تجربه کرده اند. مکزیکوسیتی - 1987

1973-1957؛ گواتمالا 1976؛ پرو 1970. در پرو و شیلی گاهی زلزله های شدید با بزرگی بیش از ۸ ریشتر، لرزه هایی را ایجاد کرده اند، که تا نواحی دور دست مانند هاوایی و ژاپن هم خسارت دیده اند. ۳- ژاپن: این کشور از لرزه خیزی بسیار بالایی برخوردار است. در تمام این کشور و بخصوص در ناحیه شرقی که مرز با اقیانوس آرام است، زلزله های زیاد و شدیدی رخ می دهد.

کانتو (1923) 7.4 ریشتر

توتوری (1943) 7.4 ریشتر

تونوکا (1944) 8 ریشتر

نانکایدو (1946) 8.1 ریشتر

فوکو (1948) 7.3 ریشتر

۴- جنوب اقیانوس آرام:

زلاندنو (1931) 7.4 ریشتر

فیلیپین (1976)

۵- آسیا:

- در اطراف کوههای هیمالیا زلزله های مخربی با بزرگی حدود 8 ریشتر اتفاق افتاده است.
- در چین گسل های بزرگی وجود دارد که باعث ایجاد زلزله های درون صفحه ای در این منطقه شده است.

کانسو (1920) 8.5 ریشتر

تانگشتان (1967) 7.6 ریشتر: کل شهر نابود شد و 650,000 نفر مردند.

- شرق هند بویژه منطقه "آسام" بسیار لرزه خیز است.
- مرز چین و هند (1950) 8.6 ریشتر: بزرگترین زلزله دنیا
- بخش هایی از کشورهای همسایه شمالی ایران مثل ترکمنستان- تاجیکستان- قرقیزستان و بخصوص ارمنستان و خود ایران لرزه خیزند.

6- اروپا: فقط بخشهای جنوبی و جنوب شرقی این قاره ایتالیا- یونان- یوگوسلاوی- رومانی- ترکیه در معرض زلزله قرار دارند. در سایر کشورهای اروپایی بخصوص بخش شمال و شمال غربی یا اصلا زلزله ای رخ نداده یا حداکثر بزرگی آن از 5 ریشتر تجاوز نکرده است. مثلا در کشورهای مثل انگلیس یا سوئد- بیشتر نقاط فرانسه- بیشتر نقاط اسپانیا و پرتغال اصلا هیچ زلزله ای اتفاق نیفتاده است.

ایتالیا: سینا (1908) 7.5 ریشتر

آوزانو (1915) 7 ریشتر

یوگوسلاوی سابق: اسکوپیه (1963) 6 ریشتر

مونتنگرو (1979) 7.3 ریشتر

رومانی: ورناسیا (1977) 7.5 ریشتر

ترکیه:

7- آفریقا: بجز کشورهای حاشیه دریای مدیترانه: مراکش- تونس- الجزایر سایر نقاط آفریقا سابقه لرزه خیزی ندارند.

تکنوتیک ایران

صفحات اصلی منطقه ایران، صفحه عربستان، ایران و اوراسیا هستند. صفحه های ایران و عربستان با سرعت های متفاوتی در جهت شمال شرقی حرکت می کنند. و صفحه ایران از زیر بوسیله صفحه عربستان رانده می شود. مرز مشترک این دو صفحه بوسیله منطقه فشاری زاگرس و چین خوردگیهای زیاد مشخص می باشد و ایجاد گسلهای معکوس کرده است. از طرفی صفحه ایران از شمال توسط صفحه اوراسیا، از شرق توسط صفحه هند، از غرب بوسیله صفحه آناتولی احاطه شده است و فشار ناشی از صفحه عربستان امکان هر نوع جابجایی را از صفحه ایران سلب نموده است. بنابراین اعتقاد بر این است که وقوع زلزله در ایران ناشی از حرکت و فشار صفحه عربستان به صفحه ایران است.

لرزه خیزی ایران

امبرسز در یک بررسی تاریخی سابقه نزدیک به شش هزار زلزله را که از دو هزار سال قبل در این سرزمین رخ داده را از منابع تاریخی ترکی - عربی - فارسی استخراج نموده و پهنه بندی لرزه خیزی ایران را ارائه کرد. در بررسی های امبرسز مشاهده گردید که مناطق فعال لرزه ای ایران در ادوار مختلف کم و بیش بر روی هم منطبق هستند.

امبرسز با این بررسی ها اظهار داشت که نواحی لرزه خیز ایران را می توان به دو ناحیه اصلی تقسیم کرد:

۱- خطی که از آذربایجان شروع شده، در امتداد رشته کوه البرز به شمال خراسان می رسد، آنگاه به سمت جنوب رفته و از شرق کویر تا شمال سیستان ادامه می یابد. وی این نوار را "هلال ایران" (*Iranian Crescent*) نامید. اکثر زلزله های ویرانگر مانند بوئین زهرا (1341 و 7.4 ریشتر) - فردوس (1357 و 6.4 ریشتر) - دشت بیاض (1347 و 7.3 ریشتر) - طبس (1357 و 7.3 ریشتر) - منجیل (1369 و) در امتداد همین هلال رخ داده است.

۲- امتداد کوههای زاگرس تا لارستان. این نواحی لرزه خیزی خیلی شدیدی ندارند. گواه این مدعا بناهای تاریخی زیادی است که در این نواحی باقی مانده است. مهمترین زلزله های این ناحیه - فارس (1336, 7.2 ریشتر) نهاوند همدان (1327, 6.7 ریشتر) - قیر و کارزین فارس (1351, 7.1 ریشتر) - و قائنات (1358, 7.1 ریشتر) است.

نکته: در ناحیه زاگرس زمین لرزه ها با تعداد زیاد و بزرگی معمولاً کمتر از 7 روی می دهد. برعکس در ناحیه البرز زمین لرزه ها با تعدا کمتر و با بزرگیهای بالا که امکان دارد از 7 تجاوز کند، متداول است (تحقیقات نبوی 1978)

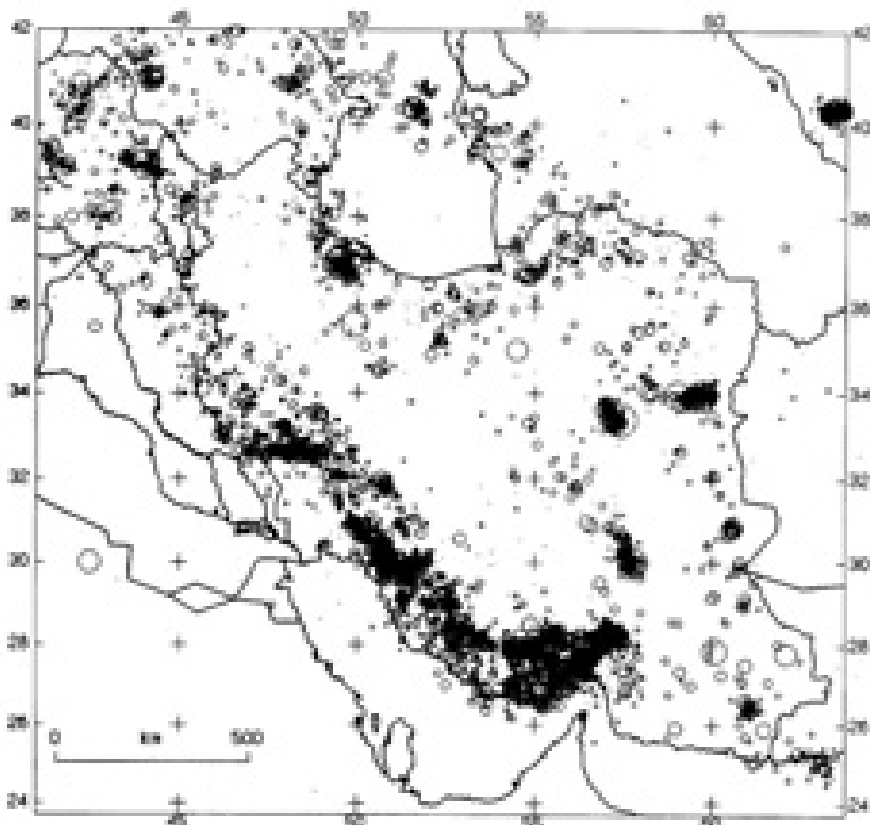


Fig 1. The recent seismicity of Iran.

زلزله های غیر تکنوتیک

زلزله هایی که بوسیله رهایی ناگهانی انرژی اندوخته شده در پوسته زمین ایجاد می شوند به زلزله های تکنوتیک (*Tectonic earthquakes*) خوانده می شود. زلزله های غیر تکنوتیکی، به علل دیگر رخ می دهند.

- ممکن است ریزش کوه (*rock falls*)، فروریختن غارها و فعالیت های آتشفشانی موجب زلزله های کوچک شود.

- فعالیتهای انسانی نیز می تواند موجب زلزله شوند، از میان این عاملها می توان ساخت سد و ذخیره نمودن حجم زیادی آب در پشت آن را نام برد که سبب افزایش فشار وارد بر سنگها

می گردد. در بعضی از نواحی مشاهده شده که این زلزله ها مخرب بوده و بزرگی آنها از ۶ ریشتر تجاوز کرده است.

- انفجارهای هسته ای نیز می توانند به پیدایش زلزله کمک کنند. بطور مثال در سال 1976 آمریکا دست به یک سری آزمایشات هسته ای زد و بمبی به قدرت ۱۰ برابر بمب هیروشیما را آزمایش کرد. یک روز بعد در کشور گواتمالا زلزله ای به بزرگی 7.5 ریشتر رخ داد.

پیشگویی زلزله

منظور از پیش گویی زلزله تعیین زمان نسبتا دقیق زلزله و حدود و بزرگی آن است. وگرنه با توجه به سوابق تاریخی و همچنین وجود گسل ها در منطقه، محاسبه احتمال وقوع زلزله ای با بزرگی معین در بازه یک دوره متناوب امکان پذیر است.

در ابتدا توانایی حیوانات در درک امواج صوتی در درک امواج صوتی زلزله که انسان قابل به حس کردن نیست و واکنش به موقع آنها در برابر زلزله، فکر امکان پیشگویی زلزله را در انسان تقویت کرد. اولین بار پس از زلزله 1964 نیگاتای ژاپن بود که یک تیم تحقیقاتی ژاپنی و بعدا تیم مشترک ژاپنی-آمریکایی تحقیقاتی را در این باره شروع کرد.

■ پارامترهایی که می توانند در پیش بینی زلزله مفید به قرار زیرند:

۱- بررسی تاریخچه زلزله های محل مورد نظر و کشف تاخیر احتمالی لرزه ای (Seismic Gap):

از آنجا که انرژی کرنشی در پوسته زمین دائما در حال انباشته شدن است، اگر برای مدتی زلزله رخ ندهد، یک تاخیر تلقی شده و نشانه ای برای وقوع یک زلزله قوی بشمار می آید. به همین دلیل در نقاطی که یک تاخیر تاریخی در وقوع زلزله داریم، می توان انتظار داشت که یک زلزله شدید رخ دهد. آنچنان که در خطه شمالی بر ای مدت زیادی زلزله بزرگی اتفاق نیفتاد تا آنکه در سال 1369 زلزله منجیل روی داد. یا تهران که سوابق زلزله های تاریخی "ری" را ویران ساخته است پشت سر دارد و با توجه با تاخیر لرزه ای بوجود آمده احتمال بالایی برای یک زلزله مخرب وجود دارد.

- ۲- وقوع زلزله های خفیف که ممکن است پیش لرزه باشند.
- ۳- برآمدگی پوسته زمین از قبل از زلزله (سرعت برآمدگی زمین قبل از زلزله بیشتر می شود)
- ۴- وجود گاز "رادون" در آبهای زیر زمینی
- ۵- وجود گاز "هلیوم" در گازهای خروجی گسل
- ۶- تغییرات در خواص مغناطیسی و الکتریکی زمین
- ۷- تغییر تنش داخلی زمین
- ۸- افزایش سرعت امواج در خاک به علت افزایش تنش پوسته زمین
- ۹- بالا آمدن سطح آب چاهها
- ۱۰- تغییر غیر منتظره حیوانات

• از آنجا که ثبت دائمی تغییرات در سطحی گسترده در مناطق مختلف یک کشور بسیار مشکل است و از طرفی دیگر هنوز رابطه مشخصی میان این تغییرات و وقوع زلزله بدست نیامده است، هنوز امکان وقوع زلزله بدست نیامده است. تنها یک مورد موفق در تاریخ پیشگویی زلزله وجود دارد. چینی ها در سال 1975، با زحمات مداوم و چندین ساله توانستند زلزله هاشینگ را پیشگویی کنند. و قبل از آن مردم را به خارج شهر هدایت نمایند. اما امید می رود با سیستم های ماهواره ای بتوان تغییرات پوسته و داخل کره زمین را بررسی کرده و پیشگویی ای از هنگام زلزله انجام داد.

• توجه شود که پیش گویی زلزله سود چندانی هم ندارد- مثلا اگر بگویند در عرض شش ماه آینده زلزله ای با بزرگی 7 ریشتر در تهران رخ می دهد، اولاً چون نمی دانیم چه زمانی اتفاق می افتد و ثانياً چون همه نمی توانند خانه خود را ترک کنند، سود خیلی زیادی نخواهد داشت، از طرفی با این حال بایستی ساختمانها را طوری بسازیم که زلزله های متحمل کمترین خسارت را به آنها وارد کنند.

فصل دوم

امواج زلزله

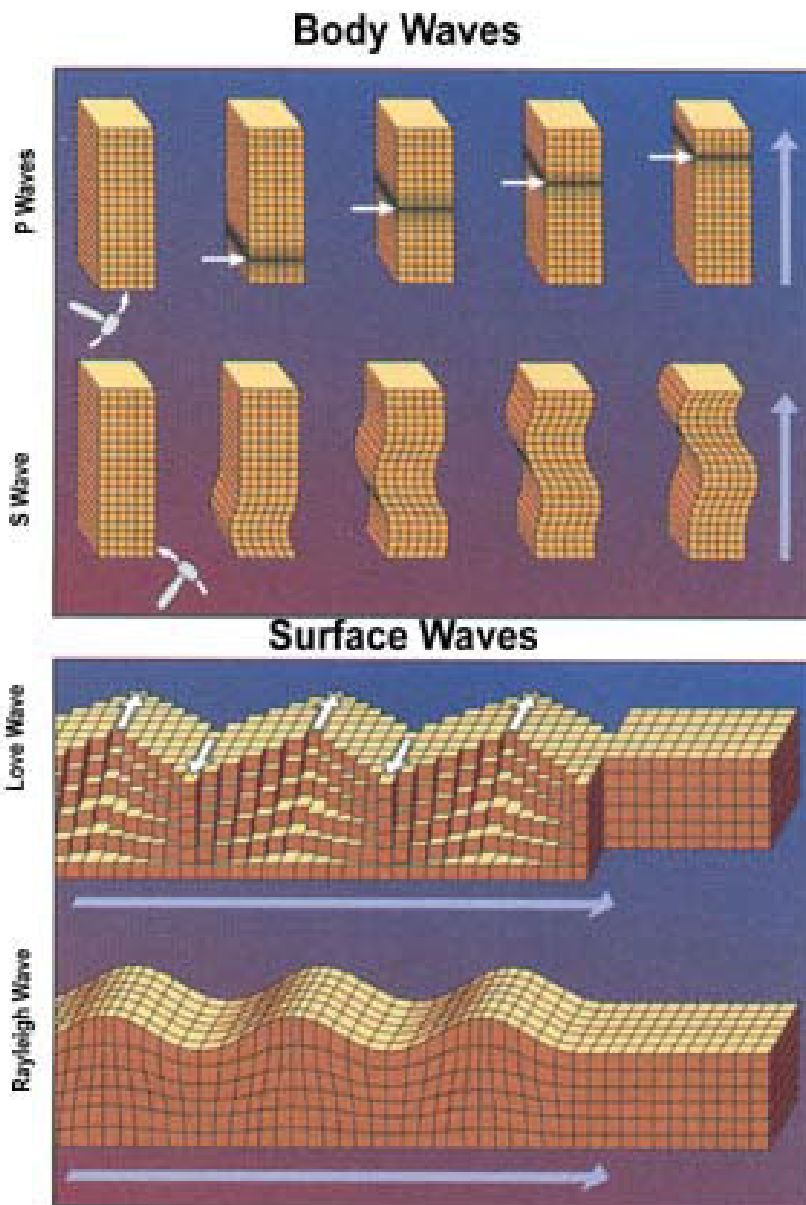
امواج زلزله

انرژی آزاد شده از کانون زلزله به صورت موج های مختلف منتشر می گردد:

دو نوع موج از کانون زلزله منتشر می شوند. حجمی (*Body Wave*) و سطحی (*Surface Wave*).
 امواج حجمی در داخل حجم و جسم صخره ها منتشر می شوند، اما حرکت امواج سطحی محدود به مجاورت سطح زمین می شود. و تغییر مکان های ناشی از آن ها با زیاد شدن فاصله از سطح زمین به تدریج کاهش می یابد.

انواع امواج زلزله

موج طولی (یا اولیه) یا موج P (<i>Primary Wave</i>)	}	حجمی (<i>Body waves</i>)
موج عرضی (یا ثانویه) یا موج S (<i>Secondly Wave</i>)		
لاو (<i>Love Wave</i>)	}	سطحی (<i>Surface waves</i>)
ریلی (<i>Raleigh Wave</i>)		



امواج P

- طبیعت این موج مانند امواج صوتی است، بدین معنی که همچنان که پنخس می شوند، به طور متناوب باعث فشردن و کشیدن صخره ها می گردد. (مثل حرکت کرم خاکی)
- این امواج فقط در راستای نوسان خود منتشر می شوند.

- به علت طبیعت صوت مانند امواج P وقتی که این امواج از عمق زمین به سطح زمین می رسند، قسمتی از آنها ممکن است به صورت امواج صوتی به داخل اتمسفر منتشر شوند و اگر فرکانس این امواج در حد شنوایی گوش باشد (بزرگتر از KHz) ممکن است به وسیله حیوانات و انسان قابل شنیدن باشد.

- از همه امواج دارای سرعت بالاتری است، اولین موجی که به لرزه نگار می رسد موج P است. اولین موجی هم که توسط دستگاه احساس می شود همین موج است. اثر آنها مانند یک غرش صوتی است که باعث تکان دادن و به صدا درآوردن پنجره ها می گردد. سرعت آن حدود 107 برابر امواج برشی است.

- امواج P مانند امواج صوتی هم از مواد جامد (مثل پوسته زمین) و هم از مواد مایع (مانند آب دریاها و مواد مذاب آتشفشانی) عبور می کنند.

- موج P ایجاد ارتعاش افقی و قائم می کند (مثل موج S)



امواج S

- ارتعاش این امواج عمود بر امتداد انتشار موج است (مثل حرکت طنابی که در آن یک موج ایجاد می شود)

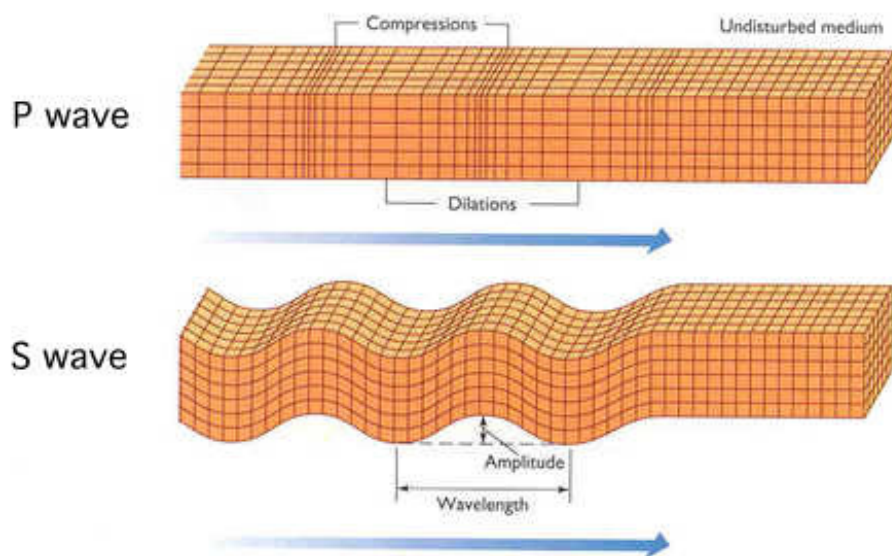
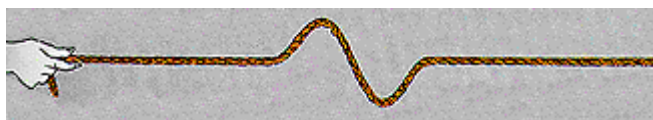
- این امواج دارای سرعت کمتری از امواج P هستند و بنابراین امواج S چند ثانیه پس از امواج P دریافت می کنند.

- موج S باعث می گردد ذرات سنگ ها به سمت بالا و پایین مرتعش شوند، بنابراین هنگامیکه در سنگ ها انتشار می یابند، در آنها در امتداد عمود بر جهت انتشار، برش ایجاد می کنند.

- از آنجا که موج S با ایجاد تغییر شکلهای برشی در مواد حرکت می کند، و چون مایعات قابلیت تغییر شکلهای برشی را ندارند، بنابراین موج S نمی تواند در قسمت های مایع زمین مانند

اقیانوسها عبور کند (به همین ترتیب از لایه ماسه روان که مقاومت برشی منفرد دارد نمی تواند عبور کند).

- موج S ایجاد حرکت هایی هم در جهت افق و هم در جهت قائم در سطح زمین می کند. این حرکات امواج است که در آسیب رساندن ساختمان ها خیلی موثر است.
- دامنه نوسان موج S بسیار بیشتر از موج P است.



امواج Love

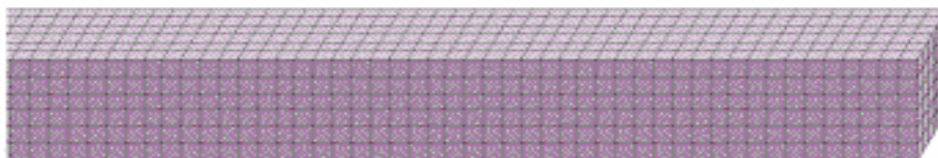
- خصوصیات اش خیلی شبیه موج S است با این تفاوت که اثر قائم ندارد.
- این موج زمین را از پهلو به پهلو در یک صفحه افقی و موازی سطح زمین به ارتعاش در می آورد. اثر ناشی از امواج لاو تکان افقی به پی ساختمان می باشد و از این رو خسارت ایجاد می کند.

- امواج سطحی کندتر از امواج حجمی است. امواج لایه سریعتر از امواج ریلی حرکت می کنند.
- امواج لایه از میان آب نمی توانند عبور کنند و فقط روی آب های سطحی کناره های دریاچه ها اثر می گذارند و آنها را به جلو و عقب می برند.

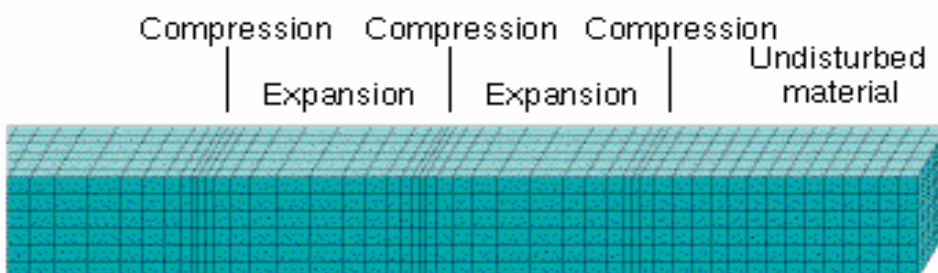
امواج Reyleigh

- امواج ریلی باعث حرکت دادن سنگ ها هم در جهت قائم و هم در جهت افقی در یک صفحه قائم بر امتداد انتشار امواج و فقط بر روی سطح مواد است. با عبور امواج، قطعات روی صخره ها در یک مسیر بیضی حرکت می کنند.
 - امواج ریلی کندتر از امواج لایه حرکت می کنند.
 - امواج ریلی به علت مولفه قائم حرکتشان می توانند در روی حجم های زیادی از آب دریاها تاثیر بگذارند.
- نکته:** امواج حجمی P و S هنگام عبور از سطح مشترک انواع متفاوت سنگ ها، منعکس و منکسر می شوند. در این حالت مقداری از موج عبور کرده و مقدار دیگری با تبدیل به نوع دیگر (از P به S یا از S به P) از لایه عبور می کند. و قسمتی از انرژی نیز به صورت موج S و P به طرف پائین بازگشت پیدا می کند.

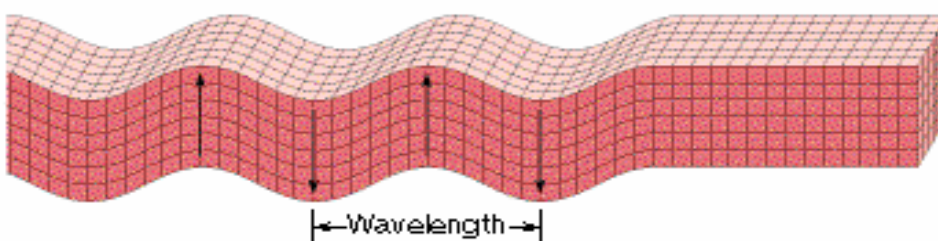
Seismic Waves



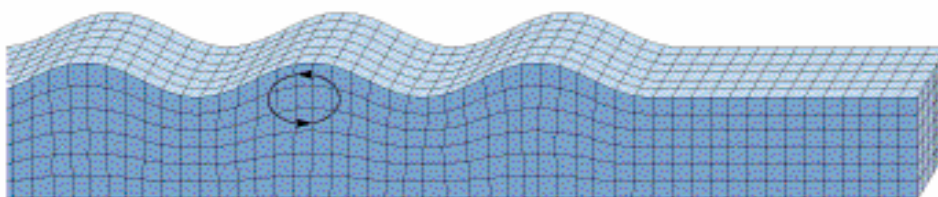
(a) Undisturbed material



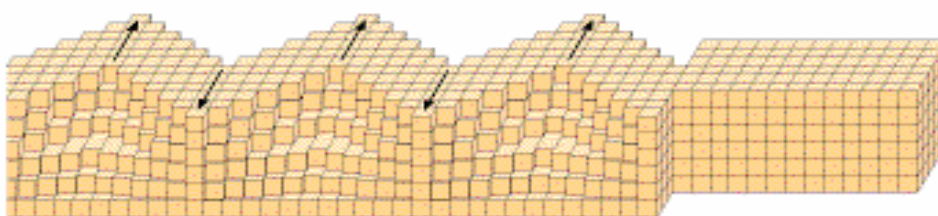
(b) Primary wave



(c) Secondary wave



(d) Rayleigh wave

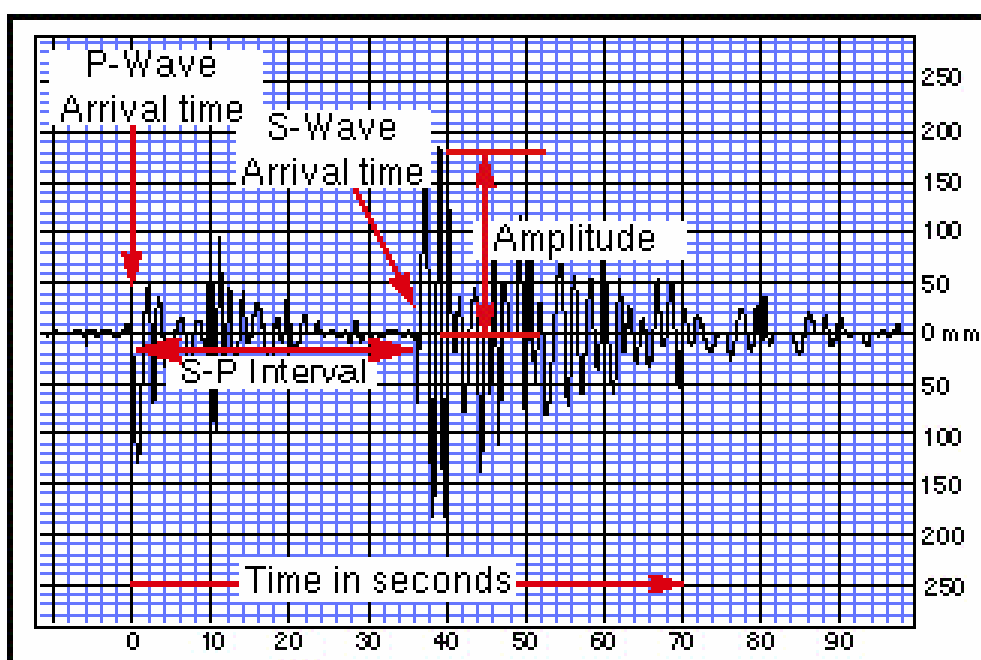


(e) Love wave

© 1995 West Publishing Company

تعیین مرکز زلزله به کمک سه ایستگاه لرزه نگاری

دیدیم که سرعت امواج طولی (P) بیشتر از امواج عرضی (S) است و بنابراین موج طولی قبل از موج عرضی توسط لرزه نگار ثبت می شود. از طرف دیگر دامنه ارتعاش امواج S بیشتر از P است. پس با داشتن شکل لرزه نگاشت یک زلزله و سرعت امواج S و P می توان فاصله زمانی امواج طولی و عرضی را از ایستگاه لرزه نگاری تعیین نمود.



$$t_s = \frac{d}{v_s}$$

زمان رسیدن موج S به ایستگاه

$$t_p = \frac{d}{v_p}$$

زمان رسیدن موج P به ایستگاه

$$t_s - t_p = \frac{d}{v_s} - \frac{d}{v_p} \rightarrow d = \frac{t_s - t_p}{\frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p}}$$

فاصله مرکز زلزله تا ایستگاه لرزه نگاری

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

سرعت امواج برشی

$$V_p = \sqrt{\frac{\eta + 2}{\rho}}$$

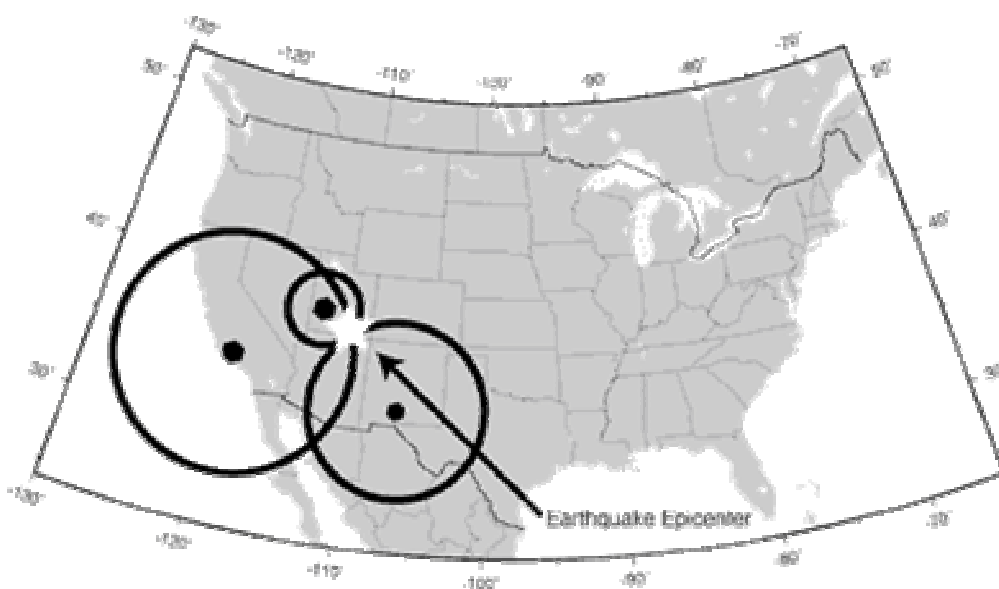
سرعت امواج P

$$G_{\text{ثابت}} = \frac{E}{2(1+\nu)}$$

$$\eta_{\text{ثابت}} = \frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$$

ρ جرم مخصوص - E ضریب الاستیسیته - ν ضریب پواسون زمین عبوری امواج (حدودا 0.25) هستند.

بنابراین اگر در سه ایستگاه لرزه نگاری S_1, S_2, S_3 فواصل d_1, d_2, d_3 را از مرکز زلزله تعیین می کنیم و سپس دوایری به مراکز S_1, S_2, S_3 در شعاع های d_1, d_2, d_3 رسم کنیم، محل برخورد دوایر مرکز زلزله را مشخص می کند.



- از آنجا که تعیین محل زلزله حداقل به سه ایستگاه لرزه نگاری نیاز است به جای یک ایستگاه لرزه نگاری، یک سری از ایستگاههای لرزه نگاری در اطراف مناطق ایجاد می کنند که به آنها "خط (array) لرزه نگاری" گویند، تا بتوانند مشخصات دقیق تر و بیشتری از زلزله را تعیین کنید. هر چه تعداد مراکز که یک زلزله معین را ثبت کرده اند زیادتر شود، مشخصات آن با دقت بیشتری تخمین زده می شود.

- در اطراف تهران، خط لرزه نگاری تهران تحت سرپرستی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران وجود دارد.
 - امروزه با استفاده از امکانات رایانه ای، مراکز متعددی در جهان هستند که بلافاصله پس از وقوع هر زلزله اطلاعات دریافتی از ایستگاههای لرزه نگاری را به رایانه داده و با استفاده از نرم افزارهایی که بر اساس کمینه کردن خطا نوشته اند، مرکز زلزله را تعیین می کنند.
 - داده های مربوط به ایستگاههای نزدیک به مرکز زلزله از دقت بیشتری برخوردار است.
- چند نوع مقیاس متفاوت برای زلزله بکار رفته است. همه اینها به دو دسته مقیاسهای شدت و مقیاسهای بزرگی تقسیم می گردند.

شدت زلزله (Earthquake Intensity)

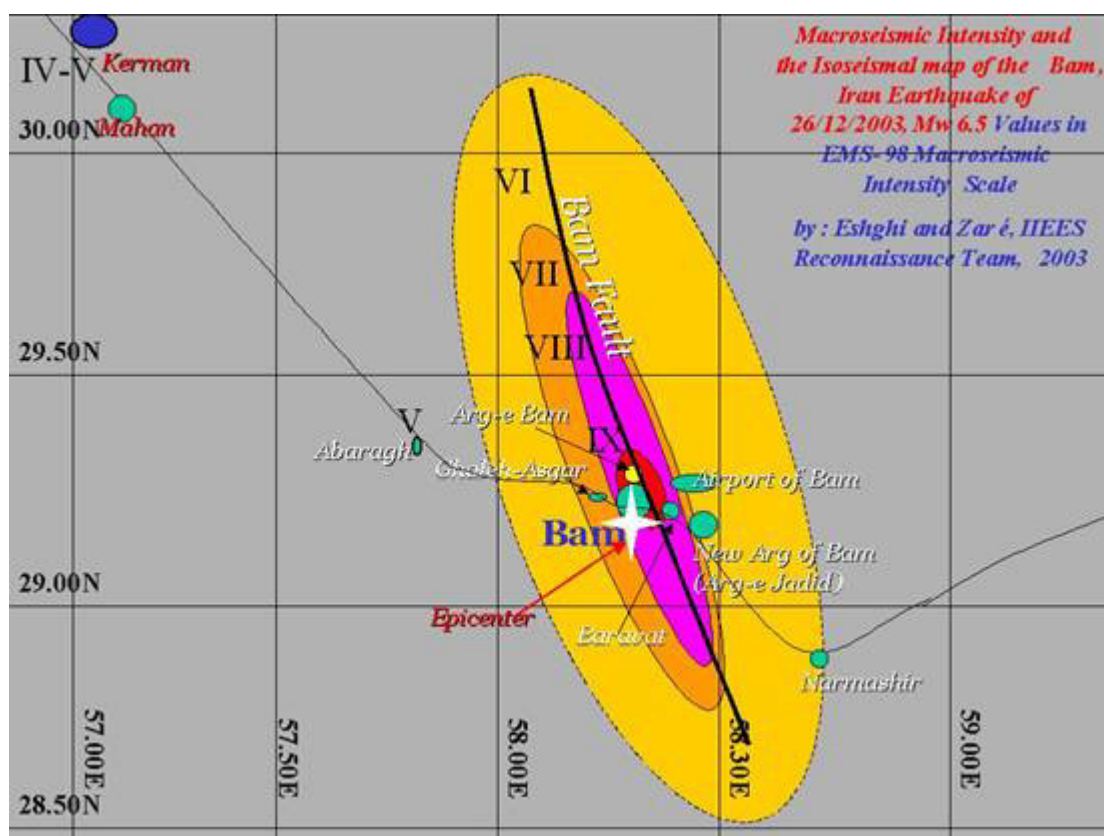
تعیین اندازه زلزله توسط پارامترهای مختلفی انجام می شود. شدت زلزله که به مقیاس مرکالی مشهور است، در سال 1904 توسط مرکالی پیشنهاد شد و بعدها اصلاح گردید و با نام مقیاس اصلاح شده مرکالی شناخته شد. این مقیاس شدت زلزله را به صورت تابعی از احساس و دریافت انسان و موجودات زنده از زلزله و نیز تاثیر بر ساختمان بیان می کند.

مقیاس اصلاح شده مرکالی یک مقیاس دقیق مهندسی برای اندازه گیری شدت تکان زمین نمی باشد، بلکه یک مقیاس نظری برای اثرات ناشی از تکان زمین می باشد. این مقیاس شامل ۱۲ درجه است و بطور گسترده ای پیشنهاد شده است. درجه اول آن توسط افراد حس نمی شود، بلکه فقط بوسیله دستگاههای اندازه گیری حساس ثبت می گردد. (حدود پایین) و در درجه دوازدهم آن همه ساختمانها خراب می شوند و اشیاء به هوا پرتاب می شوند (بالای ۸ ریشتر).

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Viclent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
MODIFIED MERCALLI INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

خطوط هم‌لرز (Isoseismal)

بلافاصله پس از وقوع یک زلزله، لرزه شناسان به محل اعزام شده و ضمن گفتگو با اهالی محل با پرس کردن جدولهایی که از پیش آماده کرده اند، به ارزیابی شدت زلزله در نقاط مختلف می پردازند. آنها با وصل کردن نقاط هم شدت خطوط هم‌لرز را بدست می آورند.



نکته: تعیین خطوط هم‌لرز برای شدت های بالا یا اصلا تعیین شدت های بالا نیازمند وجود ابنیه مهندسی است. در مواردیکه جز ساختمانهای روستایی چیزی وجود ندارد به زحمت می توان خطوط بالاتر از VII را بدست آورد.

نکته: با توجه با خطوط هم‌لرز، مرکز زلزله را بدست می آورند. از آنجا که این محاسبه از روی داده های کیفی است، این مرکز با آنچه از دستگاههای لرزه نگار بدست آمده است تطبیق نمی کند.

کاستی های شدت زلزله

- (۱) زلزله مشابهی در محل های متفاوت دارای درجه های شدت مختلفی می باشد. به عنوان نمونه، رخدادن زلزله ای یکسان در مناطق شهری و روستایی اثرهای مختلفی بر روی سازه های موجود می گذارند و امکان دارد، ساختمانهای روستایی به طور کامل تخریب شوند (شدت زلزله بالاست) ولی سازه های مناسب شهری آسیبی جدی نبینند (شدت زلزله پایین است).
- (۲) شدت بدست آمده برای هر نقطه بستگی زیادی به قضاوتها شخص دارد و نه تنها ممکن است تلقی یک پژوهشگر از کلماتی نظیر صدمه، خرابی، ویرانی، انهدام، و مانند آنها با دیگران متفاوت باشد که تلقی مصاحبه شوندگان و اهالی محل نیز هم همین طور است. بویژه پس از هر زلزله ساکنین هر مناطق زلزله زده که احیانا سابقه ای هم از زلزله های قبل نداشته اند، بسیار هراسان شده و در بازگو کردن حوادث مبالغه فراوان می کنند.
- (۳) شدت زلزله ارتباط مستقیمی با شتابهای حاصل از زلزله ندارد.

علت آنکه شدت زلزله هنوز دارای اعتبار است:

- (۱) تعیین شدت زلزله بسیار ساده است و نیازمند وسایل پیچیده نیست.
- (۲) شدت مستقیما توصیفی از عملکرد ساختمانها را در خود دارد و بنابراین کار فهم گزارشهای مهندسی را آسان می کند.
- (۳) با استفاده از خطوط هممرز مساحت ناحیه زلزله زده بدست می آید. بعدا توضیح داده می شود که مساحت ناحیه زلزله زده تابعی از انرژی آزاد شده توسط زلزله است. از روی انرژی آزاد شده زلزله می توان پارامترهای دیگری چون شتاب و بزرگی زلزله را بدست آورد.

بزرگی (Earthquake Magnitude)

- بیان کردن اندازه زلزله به صورت کمی برای مهندسان اهمیت زیادی دارد.

در فاصله معینی از مرکز زلزله، دامنه ارتعاش حاصل از زلزله، ارتباط مستقیمی با انرژی آزاد شده دارد و از طرفی اندازه زلزله بستگی زیادی به انرژی آزاد شده دارد. بر این اساس ریشتر (Richter) در سال 1935 بزرگی زلزله (M) بر اساس دامنه ارتعاش حاصل از زلزله را به صورت زیر تعریف کرد:

$$M = \log_{10} A$$

- در این رابطه M بزرگی به درجه ریشتر و A دامنه لرزه نگاری است که از یک دستگاه لرزه نگار وود اندرسون در فاصله صد کیلومتری مرکز زلزله بدست آمده باشد (برحسب میکرون).
- چون امکان کمی وجود دارد که همیشه در فاصله صد کیلومتری مرکز زلزله ایستگاه داشته باشیم، از رابطه زیر استفاده می شود:

$$M = \text{Log}_{10}^A - \text{Log}_{10}^{A_0} = \text{Log}_{10}^{A/A_0}$$

A: دامنه پیشینه لرزه نگاشت در یک ایستگاه دلخواه برای زلزله مورد نظر (میکرون)
 A₀: دامنه پیشینه لرزه نگاشت در آن ایستگاه دلخواه برای زلزله استاندارد (میکرون). این مقدار عدد استاندارد است که وابسته به فاصله از دستگاه دارد.

- این درجه ها را درجه محلی (Local magnitude; M_L) نیز می گویند. علت آن این است که در دستگاه وود اندرسون فقط امواج با پریود زیر 0.8 ثانیه ثبت می شود. از آنجا که فقط زلزله های نزدیک به لرزه نگار (زلزله های محلی) دارای پریود کم هستند، بنابراین این درجه را درجه محلی گویند.

- برای ثبت زلزله های دور دست به لرزه نگار های با پریود بالا مثلاً 20^{sec} نیاز است تا بزرگی از روی سطح امواج سطحی بدست آید. این بزرگی را M_S می نامند.

$$M_S = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66 \text{Log} \Delta + 3.3$$

A دامنه جابجایی پیشینه زمین در محل لرزه نگار

T پریود مربوط به جابجایی پیشینه

Δ زاویه بین مرکز زلزله و ایستگاههای لرزه نگاری نسبت به مرکز کره زمین

ایرادی که این مقیاس دارد آن است که :

(۱) بزرگی زلزله درباره اثرات زلزله درون ساختمانها و غیره مستقیما اطلاعاتی نمی دهد. واضح است که اگر زلزله ای به بزرگی معین در وسط اقیانوس یا در یک منطقه دورافتاده اتفاق بیفتد اثر آن از لحاظ مهندسی در مقایسه با زلزله ای که در مرکز آن در یک شهر پرجمعیت می باشد به مراتب کمتر است.

(۲) برای منطقه کالیفرنیا تنظیم شده است و میرایی امواج زلزله برای خاکهای دیگر می تواند متفاوت باشد.

- معمولا برای بدست آوردن بزرگی زلزله باید از چند لرزه نگار در فواصل مختلف استفاده کرد. نتیجه حاصله را (مثلا میانگین با میانگین گیری) تصحیح نمود. بزرگی زلزله که به وسیله ایستگاههای مختلف گزارش می شود غالبا تا 0.5 ریشتر و بعضی اوقات بیشتر با هم تفاوت دارند.
- بیشترین بزرگی ثبت شده برای زلزله های بسیار مخرب که موجب تلفات شده است از 8.6 تجاوز نمی کند.

تخریب زلزله های با بزرگی مختلف

- زلزله با بزرگی 2 ریشتر معمولا کوچکترین زلزله ای می باشد که به وسیله انسان حس می شود.
- در ایران زلزله های با بزرگی کمتر از 5 ریشتر با علت مدت زمان کوتاه و شتاب ملایمشان بندرت باعث صدمه دیدن ساختمان می گردند. در ایران زلزله های به بزرگی 4 تا 5 ریشتر نیز بخصوص در دهات به خانه های خشت و گلی آسیب رسانده اند. حتی ساختمانهای نسبتا سست آجری روستایی نیز با زلزله زیر 5 ریشتر بزحمت آسیب می بینند.
- زلزله های با بزرگی بین 5 تا 6 ریشتر برای ساختمانهای شهری چندان خطری ندارد، اما می تواند ساختمانهای روستایی را تخریب کند.

- در ایران زلزله های با بزرگی 6 تا 7 ریشتر می تواند به ساختمانهای شهری آسیب برساند. اما برای ابنیه مهندسی ساز شهری مشکلی ایجاد نمی کند.
- زلزله های با بزرگی بیش از 7 ریشتر را باید زلزله های مخرب خواند. این زلزله ها در ایران حتی به ساختمانهای مهندسی ساز شهری هم خسارت می زند.
- در زلزله های با بزرگی بالای 8 ریشتر تقریباً تمامی ساختمانهای معمولی (مثلاً ساختمان راکتور اتمی را شامل نمی شود) از بین می روند و چیزی باقی نمی ماند.

نکته: مقیاس بزرگی ریشتر با دامنه موج زلزله ثبت شده بوسیله لرزه نگار، به صورت لگاریتمی تغییر می کند.

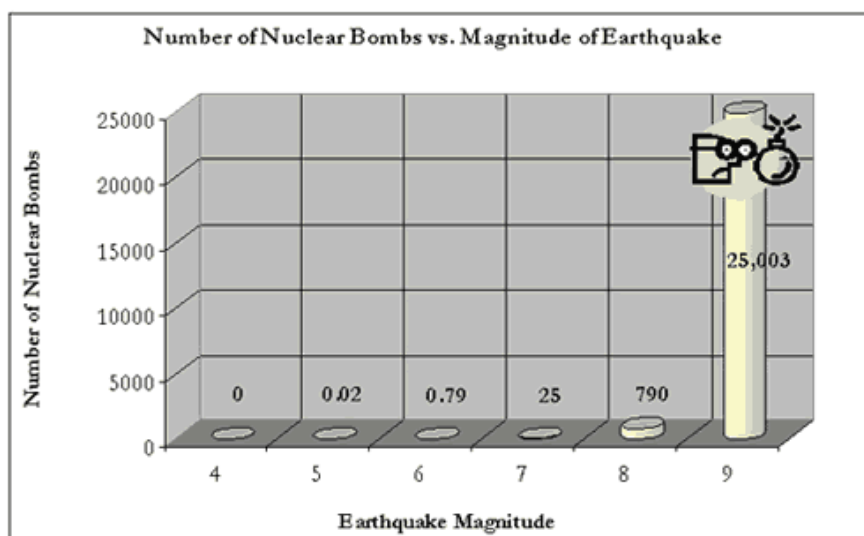
$(M = \log_{10}^4)$ بنابراین با ازدیاد یک واحد در بزرگی ریشتر، دامنه حداکثر موج اندازه گیری شده ۱۰ برابر خواهد شد. با ازدیاد دو واحد در بزرگی ریشتر، دامنه موج اندازه گیری شده، ۱۰۰ برابر خواهد شد.

رابطه بین انرژی آزاد شده با بزرگی (رابطه تجربی)

انرژی الاستیک آزاد شده، بخشی صرف خرد شدن سنگها و جابجایی گسل ها می شود و بخشی دیگر به صورت امواج زلزله انتشار می یابد. رابطه بین بزرگی زلزله و انرژی آزاد شده به قرار زیر است:

$$\log E = 4.8 + 1.5 M \quad \text{بزرگی زلزله} \quad \text{رابطه گونتبرگ - ریشتر}$$

در این رابطه E انرژی آزاد شده بر حسب ارگ (j) $(10^7 \text{ ergs} = 1 \text{ j})$ است. با افزایش یک واحد به بزرگی زلزله، انرژی آزاد شده توسط آن 32 برابر می شود. با 2 واحد افزایش در بزرگی، انرژی آزاد شده زلزله ۱۰۰۰ برابر می شود.



رابطه شدت و بزرگی (رابطه تجربی)

از آنجا که هر سه پارامتر شدت- بزرگی و انرژی نشانگر پدیده آزاد شدن انرژی در گسل اند، از این روابط مختلفی برای مرتبط ساختن این سه ارائه شده است.

$$I = 8.16 + 1.45 M - 2.46 \ln(r) \quad \text{رابطه استوا (Esteva)}$$

I: شدت بر حسب مقیاس مرکالی اصلاح شده

M: بزرگی زلزله

r: فاصله از مرکز زلزله بر حسب کیلومتر

افت فرکانسهای بالا

در نواحی مرکزی زلزله، فرکانسهای بالا از شدت زیادی برخوردارند، به همین دلیل فرکانسهای غالب (دارای شدت زیاد) در این نواحی، فرکانسهای بالا هستند. بویژه اگر بستر سنگی به سطح زمین نزدیک باشد.

با دور شدن از مرکز زلزله، همگی امواج میرا و از شدتشان کاسته می شود. این کاهش برای فرکانسهای بالا شدیدتر است ولی فرکانسهای پایین (امواج با پریود بالا) تا مسافتهای دور دست انتقال

می یابند و بنابراین فرکانسهای غالب در نواحی دور دست امواج با فرکانسهای پایین هستند. رابطه بین فاصله از مرکز با پریود غالب در جدول زیر آورده شده است.

201 ~ 250	101 ~ 200	51 ~ 100	0 ~ 50	D (فاصله از مرکز بر حسب km)
0.6	0.4	0.3	0.25	T_p (پریود غالب بر حسب set)

این موضوع از آنجا مهم است که پدیده تشدید وقتی اتفاق می افتد که پریود سازه با پریود غالب زلزله یکسان باشد. در زلزله منجیل دیده شد که با توجه به فاصله زیاد 65 کیلومتری رشت از منجیل، ساختمانهای بلند حتی فلزی و بتنی صدمه دیدند، با اینحال ساختمانهای یک یا دو طبقه با مصالح نامرغوب و حتی بدون اسکلت آسبیتی ندیدند.

در فاصله های دوردست است که دوره های تناوب امواج زلزله بالا می رود ولی دامنه ارتعاشات بسیار کوچک است.

وسعت زلزله

وسعت ناحیه زلزله زده نیز با انرژی آزاد شده ارتباط دارد. بنابراین بین بزرگی یا شدت زلزله و وسعت منطقه ای که در آن زلزله احساس می شود، ارتباط وجود دارد. امبرسز برای زلزله های ایران جدول زیر را ارائه کرد:

بزرگی زلزله (ریشتر)	شدت زلزله در مرکز (مرکالی اصلاح شده)	شعاع منطقه ای که زلزله حس می شود (km)
8	XL	600
7	$X-IX$	400
6	$VIII-VII$	220
5	$VII-VII$	150
3	III	15
2	$II-1$	0

هرچه بزرگی یا شدت زلزله ای بیشتر باشد، در منطقه ای وسیعتر احساس می گردد.

مدت زلزله (duration)

علاوه بر شتاب حداکثر زلزله (PGA)، مدت زلزله از عوامل موثر در ویرانی سازه می باشد. اگر زلزله ای دارای PGA بالا ولی $duration$ آن کم باشد، ممکن است سازه خراب نشود. سازه ممکن است چند ضربه اولیه قوی را تحمل کند ولی اگر زلزله به صورت حتی ضعیف چند ثانیه ادامه یابد، سازه شاید دیگر تاب ضربات ملایم بعدی را هم نداشته باشد.

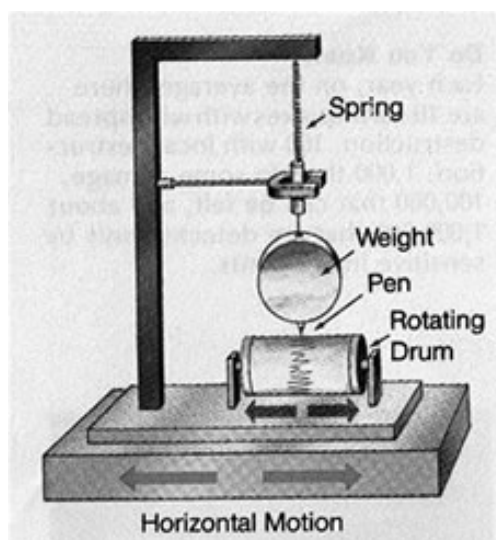
مدت زلزله تابعی از میزان انرژی آزاد شده است. بنابراین t (مدت زلزله) و M (بزرگی زلزله) با هم ارتباط دارند:

رابطه امبر سز $t=11.5 M_S-53 \text{ sec}$

→ ریشتر $M_S=7.3$ مثال $t=30.9 \text{ sec}$

لرزه نگار (Seismograph) - شتاب نگار (accelerograph) - سرعت نگار (velocity seismograph)**۱- لرزه نگار**

لرزه نگار جابجایی زمین را ثبت می کند. اصول کار این دستگاهها بر اساس حرکت آزاد آونگ است. جابجایی زمین در نقاط دور از مرکز زلزله بسیار کوچک و در حد میکرون بوده و برای آنکه قابل اندازه گیری شود، بایستی با روشهای خاصی تقویت گردد و مثلاً می توان این حرکات را چند میلیون برابر کرد. علاوه بر این ثبت زلزله های دور دست بایستی از لرزه نگارها با تناوب بالا مثلاً 20 ثانیه استفاده کرد. بر عکس برای ثبت ارتعاشات محلی باید از لرزه نگارهایی با زمان تناوب کوچکتر استفاده نمود، مانند آنچه ریشتر در تعریف بزرگی از آن استفاده کرد (دستگاه وود اندرسون با تناوب 0.8 sec).



نکته: بنا بر آنچه گفته شده لرزه را از تمام نقاط جهان می توان ثبت کرد. اگر دستگاه لرزه نگار بیش از حد به مرکز زلزله نزدیک باشد و یا شدت زلزله خیلی زیاد باشد، دستگاه اشباع (Saturated) شده و عقربه ثبات (ثبت کننده) به حد خود می رسد و نمی تواند مقدار واقعی زلزله را ثبت کند.

کاربرد لرزه نگار

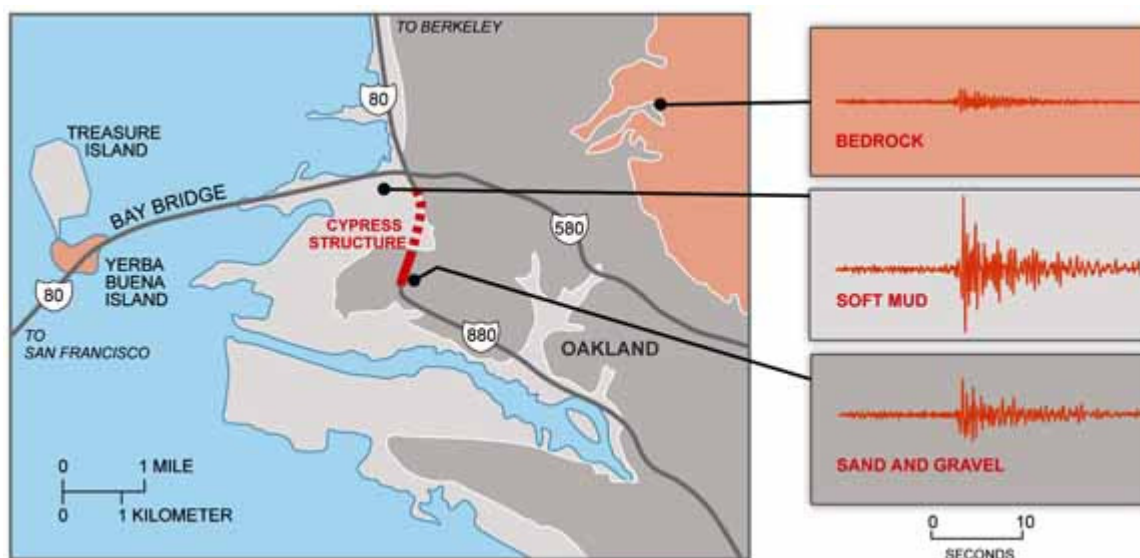
- لرزه نگار و شتابنگاشت کاربردی کاملاً متفاوت دارند.
- لرزه نگار ابزار کار زمین لرزه شناسان است و به کمک آن مرکز زلزله- بزرگی زلزله- فیزیک امواج زلزله- بازتاب ها و انکسارهایی که این امواج در حین عبور از لایه های مختلف متحمل می شوند- جنس لایه ها و مشخصات هندسی خاک تعیین می شود.
- هیچکدام از اطلاعات فوق ببرد مهندسی سازه برای تعیین واکنش سازه در برابر زلزله نمی خورد. عنصر اساسی برای حل معادله حرکت یک سازه، شتابی است که به پی آن سازه وارد می شود. بنابراین محور کار در اینجا شتابنگاشت است.

۲- شتاب نگار

- شتاب نگار دستگاهی است که شتاب زلزله را ثبت می کند.

- ساخت شتابنگار به مراتب ساده تر از لرزه نگار بوده و نصب و نگهداری آن نیز آسان تر و کم خرج تر می باشد، زیرا لرزه نگار مرتبا کار می کند و باید تکنسینهای مربوطه رکوردها را به طور دائمی بازرسی کرده تا زلزله هایی که در دور و نزدیک اتفاق افتاده را مشخص کنند. در حالی که شتاب نگار به تکنسین نیازی ندارد و طوری تنظیم شده است که فقط وقتی شتاب از حد تعیین شده ای (مثلا یکصدم شتاب ثقل) زیادتر شد به کار افتد و ارتعاش را ثبت کند و سپس با پایان یافتن ارتعاش باز ایستد.
- درست است که از نظر ریاضی شتاب نگاشت مشتق دوم لرزه نگاشت است و ظاهرا اگر یکی از این دو موجود باشد می توان با مشتق گیری و یا گرفتن انتگرال، دیگری را بدست آورد. اما بهیچوجه نمی توان این کار را کرد. لرزه نگار و شتاب نگار کاملا متفاوت بوده و موضوع علم جداگانه ای هستند. از آنجایی که نمی توان شتابنگاشت را با عملیات ریاضی از لرزه نگاشت بدست آورد، شبکه مجزایی از شتابنگارها در مناطق مختلف نصب می شود و لازم است در کلیه نقاطی که احتمال لرزه خیزی دارند، شتابنگار نصب شده باشد. زیرا برخلاف لرزه نگار که زلزله را از فواصل دور دریافت می کند، شتابنگار فقط فواصل نسبتا نزدیک را ثبت می کند.
- محتوای فرکانسی یک زلزله را نمی توان از لرزه نگاشت کسب کرد بلکه فقط از شتابنگاشت بدست آید.
- در هر ایستگاه سه دسته شتابنگار نصب می شود تا دو مولفه افقی و یک مولفه قائم شتاب زمین را ثبت کند. که به آن شتاب نگاشت یا تاریخچه زمانی شتاب گویند. دو مولفه افقی شتاب زمین برای اکثر زلزله های ثبت شده تقریبا شدت یکسان دارند.
- در صورتی که شتاب نگاشت هایی که از ایستگاههای مختلف بدست می آیند را مقایسه کنیم، در می یابیم که شتاب زلزله با دور شدن از مرکز زلزله کاهش می یابد.
- منحنی های سرعت و تغییر مکان را با انتگرال گیری عددی از خود منحنی شتاب نگاشت بدست می آوریم.

- شتاب قائم زلزله را در بیشتر موارد کمتر از شتاب افقی آن و در حدود $\frac{2}{3}$ شتاب مزبور است، از آنجا که *duration* آن هم کم است، اغلب شتاب قائم زلزله در طراحی لحاظ نمی گردد و در طراحی سازه ها شتاب، افقی حرکت زمین عامل تعیین کننده می باشد. فقط در اعضای طره ای و یا در ساختمانهای نزدیک گسل (*fault*) است که زلزله قائم برای آن مسئله ساز است. در شتابنگاشت قائم، محتوای فرکانسی بالاتر، بیشتر است.
- اطلاعات اساسی مهندسی زلزله از منحنی های ثبت شده شتاب بدست می آید. از این قبیل: *PGA* - مدت زلزله (*duration*) - محتوای فرکانسی زلزله.
- عنصر اساسی برای حل معادله حرکت یک سازه شتابی است که به پی آن وارد می شود. بنابراین مهندسی سازه با شتابنگاشت کار دارد. در تحلیل های دینامیکی سازه های پیچیده، بار زلزله به صورت شتاب زمین در نظر گرفته می شود. منحنی های شتاب زمین ممکن است منحنی های واقعی یا ساختگی باشند. منحنی های ساختگی براساس تحلیل های احتمالی، منحنی های واقعی و اطلاعات دیگر بدست می آیند. به این منحنی ها، منحنی های مصنوعی شتاب زمین نیز می گویند.



شبکه های لرزه نگاری و شتاب نگاری ایران

- قدیمی ترین شبکه لرزه نگاری متعلق به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران است که از سال ۱۳۳۸ تاکنون در شهرهای مختلف کشور و با همکاران دانشگاههای آن شهرها، مسئولیت ثبت اطلاعات لرزه نگاری در سطح کشور را بر عهده دارد. و در حال توسعه شبکه خود است.
- مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن و سازمان انرژی اتمی نیز هر یک شبکه های شتابنگاری جداگانه ای در سطح کشور اداره می کنند. قدیمی ترین شبکه شتابنگار متعلق به مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن و از سال ۱۳۵۲ است. این مرکز نیز در حال توسعه شبکه خود است.
- پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله که در اواخر دهه شصت خورشیدی توسط وزارت فرهنگ و آموزش عالی و با همکاری یونسکو تاسیس شده است و در حال تاسیس یک شبکه لرزه نگاری و شتابنگاری در سطح کشور می باشد.

شتاب ماکزیمم زمین (Peak ground acceleration or PGA)

- شتاب ماکزیمم زمین (PGA) یکی از پارامترهای شدت زمین است که بوسیله مهندسین بکار می رود.
- شدت حرکت زمین لرزه بستگی به اندازه و شکل ضربان های شتاب (در منحنی شتاب زلزله) دارد. به عبارت دیگر بستگی به شتاب ماکزیمم زلزله و تعداد دفعاتی که شتاب در هر ثانیه صفر می شود (فرکانس زلزله) دارد.

منابع خطای شتابنگاشت

اطلاعاتی که از یک دستگاه شتابنگار بدست می آید (شتابنگاشت) به دلایل مختلفی دارای خطا می باشد و بایستی حتی الامکان تصحیح گردد. منابع خطا عمدتاً عبارتند از:

- ۱- برخلاف لرزه نگار، خطی به عنوان محور شتاب صفر وجود ندارد تا شتاب نسبت به آن اندازه گرفته شود. زیرا برخلاف لرزه نگار، یک شتابنگار معمولاً خاموش و بی حرکت است و فقط

پس از رسیدن به شتاب به حد آستانه، کار ثبت آغاز می شود و به همین دلیل نقطه صفر روی محور شتاب دقیقاً مشخص نیست.

۲- شتابنگار را معمولاً برای آستانه حرکت (*triggering level*) معینی تنظیم می کنند، از این رو بخش اول شتابنگاشت که در آن شتاب کمتر از شتاب آستانه است از دست می رود.

۳- معیار مشخصی برای تعیین نقطه پایان شتابنگاشت موجود نیست. در واقع در پایان زلزله، ارتعاشات کوچکی که بعضاً می توانند به خود دستگاه شتاب نگار مربوط باشند، به چشم می خورد که از حیث تاثیر بر سازه بی اهمیت است.

۴- لقی نوار کاغذی به هنگام ثبت شتاب

۵- اختلالات الکتریکی دستگاه

۶- خطاهای مربوط به عددی کردن (*digitization*) شتابنگاشت های منحنی شکل.

- برخی دستگاهها به صورت دیجیتالی دیتاها را ثبت می کنند.

- برای قرائت یک شتابنگاشت می باید یک محور فرضی را در نظر گرفت.

معمولاً ابتدا و انتهای نمودار را با یک خط راست بهم متصل می کنند، اما از آنجا که نقطه صفر در ابتدای شتابنگاشت و انتهای آن مشخص نیست، نمودار سرعتی که پس از انتگرال گیری ممکن است بدست آید بقرار زیر می باشد:

شکل

بایستی توجه شود که منحنی های شتاب- سرعت- تغییر مکان زلزله بایستی در ابتدا و انتها صفر باشند. در تصحیح شتابنگاشت به روش تصحیح محور، این خطای محور را از بین می برند. یعنی منحنی را طوری اصلاح می کنند که سرعت و تغییر مکان در ابتدا و انتها صفر باشد (در ابتدا همیشه شتاب- سرعت- تغییر مکان صفر است و بایستی در انتها نیز صفر گردد).

روشهای تصحیح شتابنگاشت

برای کاهش اثر خطاهایی که قبلا بیان شد می باید شتابنگاشت را تصحیح نمود. دو روش تصحیح متداول است:

- ۱- تصحیح محور نمودار
- ۲- فیلتر نمودن فرکانسهای خاص

۱- روش تصحیح محور

اگر شتابنگاشت ثبت شده را با g نشان دهیم، با انتگرال گیری به نمودارهای سرعت و جابجایی می رسیم که با d_r, v_r نشان دهیم. برای شتاب یک خطای درجه دوم در نظر می گیریم:

$$e = C_1 + C_2 t + C_3 t^2$$

$$a_c = a_r - e$$

e : خطای مربوط به هر زمان

a_r : شتاب ثبت شده توسط شتابنگار (r : recorded)

a_c : شتاب اصلاح شده (c : corrected)

C_1 و C_2 و C_3 : ضرایب ثابتی هستند که با یکی از دو روش زیر بدست می آیند:

۱- الف- روش حداقل انرژی جنبشی

در این روش انرژی ارتعاش را به حداقل می رسانیم:

$$a_c = a_r - (C_1 + C_2 t + C_3 t^2)$$

$$v_c = v_r - (C_0 + C_1 t + \frac{1}{2} C_2 t^2 + \frac{1}{3} C_3 t^3)$$

شاخص انرژی جنبشی است که بایستی حداقل شود:

$$\frac{\partial R}{\partial C_0} = 0$$

$$\frac{\partial R}{\partial C_1} = 0$$

$$\frac{\partial R}{\partial C_2} = 0$$

$$\frac{\partial R}{\partial C_3} = 0$$

اگر این معادلات را حل کنیم داریم:

$$\begin{cases} C_0 = 16A - 20B + 240C - 140D = 0 & (\text{برای آنکه سرعت اولیه صفر شود:}) \\ TC_1 = -120A + 1200B - 2700C + 1680D \\ T^2C_2 = 240A - 2700B + 6480C - 4200D \\ T^3C_3 = -140A + 1680B - 4200C + 2800D \end{cases}$$

در این روابط T مدت شتابنگاشت است. A و B و C و D از روابط زیر بدست می آیند:

$$A = \frac{1}{T} \int_0^T V_r dt, \quad B = \frac{1}{T^2} \int_0^T V_r t dt, \quad C = \frac{1}{T^3} \int_0^T V_r t^2 dt, \quad D = \frac{1}{T^4} \int_0^T V_r t^3 dt$$

با حل این انتگرال ها A, B, C, D محاسبه شده و سپس با حل ۴ معادله ۴ مجهول C_3, C_2, C_1, C_0 بدست می آیند. پس از آن از رابطه $a_c = a_r - e$ شتاب اصلاح شده حاصل می شود. از روی اعداد شتاب اصلاح شده و با انتگرال گیری عددی v_c, d_c که مقادیر سرعت و تغییر مکان اصلاح شده هستند، بدست می آیند.

۱- ب- روش کمترین خطاء

$$e(t) = a_r(t) + a_c(t)$$

تابع خطا را سهمی درجه دوم فرض می کنیم. خطای حاصل برابر است با:

$$a_r(t) - a_c(t) - (C_0 + C_1 t + C_2 t^2)$$

و مجموع مربعات خطاها برابر است با:

$$R = \int_0^T [a_r(t) - a_c(t) - (C_0 + C_1 t + C_2 t^2)]^2 dt$$

R بایستی نسبت به ضرایب C_2, C_1, C_0 حداقل گردد:

$$\begin{cases} \frac{\partial R}{\partial C_0} = 0 \rightarrow \int_0^T a_r dt - \int_0^T a_c dt = \int_0^T (C_0 + C_1 t + C_2 t^2) dt \\ \frac{\partial R}{\partial C_1} = 0 \rightarrow \int_0^T a_r t dt - \int_0^T a_c t dt = \int_0^T t (C_0 + C_1 t + C_2 t^2) dt \\ \frac{\partial R}{\partial C_2} = 0 \rightarrow \int_0^T a_r t^2 dt - \int_0^T a_c t^2 dt = \int_0^T t^2 (C_0 + C_1 t + C_2 t^2) dt \end{cases} \quad (I)$$

برابری های زیر را همواره می توان نوشت:

$$(۱) \quad \int_0^T a_c dt = v_T - v_0$$

$$(۲) \quad \int_0^T a_c t dt = [v_c t]_0^T - \int_0^T v_c dt = T v_c - (d_T - d_0)$$

که v_c سرعت تصحیح شده و d_0, d_T جابجایی در لحظات $0, T$ است. v_T سرعت صحیح در لحظه T می باشد.

$$(۳) \quad \int_0^T a_c t^2 dt = [v_c t^2]_0^T - 2 \int_0^T v_c t dt = T^2 v_T - 2[(d_c t)_0^T - \int_0^T d_c dt] = T^2 v_T - 2d_T + 2 \int_0^T d_c dt$$

اگر (۱) و (۲) و (۳) مشخص باشند، سه معادله و سه مجهول قابل حل است. در این روابط باید مقادیر

$$\int_0^T d_c dt, d_T, d_0, v_T, v_0$$
 معلوم باشند:

- سرعت در ابتدا و انتها صفر است (یعنی متوسط شتاب صفر است): $v_0 = v_T = 0$

- جابجایی در ابتدا و انتها صفر است (یعنی سرعت متوسط برابر صفر است): $d_0 = d_T = 0$

$$\int_0^T d_c dt = 0$$

- جابجایی متوسط برابر صفر است:

در نتیجه این فرضیات داریم:

$$\int_0^T a_c dt = \int_0^T a_c t dt = \int_0^T a_c t^2 dt = 0$$

با معلوم شدن مجهولات دستگاه (I) به شکل زیر در می آید:

$$\left\{ \begin{array}{l} C_0 + \frac{T}{2} C_1 + \frac{T^2}{3} C_3 = \frac{1}{T} \int_0^T a_r dt \\ \frac{1}{3} C_0 + \frac{T}{4} C_1 + \frac{T^2}{5} C_3 = \frac{1}{T^3} \int_0^T a_r t^2 dt \end{array} \right.$$

$$\frac{1}{2}C_0 + \frac{T}{3}C_1 + \frac{T^2}{4}C_3 = \frac{1}{T^2} \int_0^T a_r t dt$$

ضرایب C_2, C_1, C_0 بدست آمده و سپس از رابطه زیر شتاب اصلاح شده بدست می آید:

$$a_c(t) = a_r(t) - e(t)$$

با انتگرال گیری عددی از شتاب اصلاح شده، مقادیر سرعت و تغییر مکان اصلاح شده بدست می آید.

۲- روش تصفیه فرکانسها (فیلتر کردن فرکانسها)

بعلت منابع مختلف خطا زا، فرکانسهای خیلی کوچک و خیلی بزرگ که متعلق به خود زلزله نیستند وارد شتابنگاشت می شوند، که باید فیلتر شوند. ابتدا تابع شتابنگاشت را با استفاده از "سری فوریه" به صورت توابع متناوب سینوسی و کسینوسی می نویسیم:

$$f(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{n=\infty} (a_n \cos(\omega_n t) + b_n \sin(\omega_n t)) \quad \omega_n = \frac{2n\pi}{T}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} a_0 = \frac{1}{T} \int_0^T f(t) dt \\ a_n = \frac{2}{T} \int_0^T f(t) \cos(\omega_n t) dt \\ b_n = \frac{2}{T} \int_0^T f(t) \sin(\omega_n t) dt \end{array} \right.$$

نمایش $f(t)$ در حوزه فرکانسی به شکل زیر است. برای این منظور نمودار $\sqrt{a_n^2 + b_n^2}$ بر حسب

ω_n را رسم می کنیم.

شکل ص ۶۵×××

برای آنکه فرکانسهای خیلی کوچک و خیلی بزرگ را حذف کنیم، کافی است n های کم و n های زیاد را در محاسبه $f(t)$ لحاظ نکنیم:

$$f_F(t) = \sum_{n=n_1}^{n=n_2} (a_n \cos(\omega_n t) + b_n \sin(\omega_n t))$$

تابع فیلتر شده f_F فاقد فرکانسهای کوچکتر از $\frac{2n_1\pi}{T}$ و بزرگتر از $\frac{2n_2\pi}{T}$ می باشد. با تبدیل فوریه معکوس، منحنی شتاب تصحیح شده بدست می آید.

مورد استفاده دیگر این منحنی: با استفاده از این منحنی می توان فهمید که کدام فرکانسها دارای شدت بالاتری هستند.

در هنگام زلزله، علاوه بر اینکه فرکانسهای بالا بسرعت میرا شده و فرکانسهای پایین تا مسافت دورتر ادامه می یابند، لایه های مختلف زمین نیز بخشهایی از طیف فرکانس را که به فرکانس طبیعی لایه نزدیکتر است، تقویت می کنند. پس شتابنگاشت های نقاط مختلف علاوه بر آنکه از لحاظ مقدار فرق می کنند، از لحاظ شکل نیز فرق کنند.

نکته:

- اگر شتاب اوج مد نظر باشد، نیاز چندانی به تصحیح نیست.
- اگر طیف پاسخ شتاب مد نظر باشد، استفاده از فیلتر کفایت می کند.

- در مورد نمودار جابجایی استفاده همزمان از فیلتر کردن فرکانسها همراه با تصحیح محور شتابنگاشت نتیجه بهتری می دهد.
- معمولا فرکانسهای کوچکتر از $0.2Hz$ و بزرگتر از $25Hz$ فیلتر می شوند.

تاثیر نوع خاک بر امواج زلزله

امواج زلزله در هنگام عبور از لایه های مختلف خاک منعکس و منکسر می شوند و در هنگام ورود موج به لایه نرم تر امتدادش به محور قائم نزدیک تر می شود.

شکل ص ۶۷ xxx

از سوی دیگر هنگامی که ارتعاش از لایه سنگی به لایه نرم تر وارد می شود، دامنه ارتعاش افزایش می یابد. این افزایش بتدریج در مسیر عبور موج از بستر سنگ به سطح زمین صورت می گیرد. بنابراین خسارت سازه ای در زمینهای نرم آبرفتی می تواند شدید باشد. البته این اثر به نوع سازه، دوره تناوب آن و فاصله آن تا مرکز زلزله نیز بستگی دارد و مثلا می توان انتظار داشت در زمین های نرم (که دامنه امواج شدید می شود و به تبع آن پریود کمی افزایش می یابد)، ساختمانهای آجری کم ارتفاع کمتر آسیب بینند.

خسارت سازه ای در روی زمینهای با خاک آبرفتی (*alluvial soils*) به دلایل زیر بیشتر است:

- ۱- موج لرزه ای تقویت می شود.

۲- یک سازه با پیوند طبیعی مشخص به وضعیت شدید رسیده و سقوط می کند.

۳- نشست غیر یکنواخت، شکافته شدن و زمین لرزه و دیگر خسارات زمینی اتفاق می افتد.

پدیده های همراه با زمین لرزه

- یکی از این پدیده ها، موجهای بلندی است که در هنگام وقوع زلزله در سطح اقیانوس ایجاد می گردد و مناطق ساحلی را می پوشانند. این موجها «سونامی» نام دارند. ارتفاع موج های سونامی می تواند تا چندین متر برسد و سبب خسارات بسیار شود.
- در صورتی که یک لایه ماسه اشباع شده زیر اثر موجهای رفت و برگشتی زلزله قرار می گیرد، تنش موثر در خاک کاهش می یابد. با رسیدن مقاومت برشی به صفر، لایه ماسه همانند مایعی عمل می نماید و پدیده «روانگرایی» (*Liquefaction*) اتفاق می افتد. در اثر روانگرایی، ساختمانها در تمام سطح یا بخشی از آن ها دچار نشست می شوند و پاره ای از آنها ممکن است واژگون گردند. باید دانست خطر پیش آمدن روانگرایی در همه مناطق وجود ندارد و این پدیده در شرایط ویژه ای امکان ظهور دارد. از جمله این لایه ماسه ای اشباع باید حدود 15 تا 20 متر عمق داشته باشد و از ذرات یکنواختی تشکیل شده باشند.
- از دیگر پدیده هایی که امکان رخ دادن آنها در هنگام زلزله وجود دارد «زمین لغزه» است. در این مورد، پایداری شیروانی خاک یا سنگی در اثر زلزله از میان می رود. روانگرایی خود می تواند یکی از عاملهای ایجاد زمین لغزه باشد.
- به طور معمول، حرکتهای زمین سبب ایجاد نشت در لوله های گاز شهری می شود و پس از رخ دادن زلزله آتش سوزی نیز در مناطق شهری مشاهده می گردد. به این سبب، باید همواره امکانات مناسب برای دفع حریق ناشی از زلزله در دسترس باشد.

طبقه بندی امواج زلزله

گفتیم لایه های مختلف زمین بخشهایی از طیف فرکانس را که به فرکانس طبیعی لایه نزدیک تر است تقویت می کنند. و از طرف دیگر فرکانسهای بالا به شدت میرا می شوند. علاوه بر شدت، شکل موجی که در کانون زلزله ثبت می شود با شکل موجی که دورتر ثبت می شود فرق می کند. پس شتابنگاشت های یک زلزله معین که نقاط مختلف ثبت شده اند، می توانند دارای تفاوت های زیادی باشند. نیومارک این امواج را از لحاظ شکل ظاهری به چهار گروه تقسیم کرده است:

الف- تک ضربه: کانون چنین زلزله ای در عمق کمی وجود دارد و سنگ بستر از نوع سخت است.

شکل ص ۶۸ xxx

ب- ارتعاش نسبتاً طولانی و بی قاعده: کانون زلزله در عمق متوسط است و سنگ بستر از نوع سخت می باشد. زلزله های ال سنترو 1940 و طبس ۱۳۵۷ از این گروه بوده اند.

ج- ارتعاش طولانی با تعدادی تناوب غالب: اگر موج از لایه ای نرم بگذرد، تصفیه شده، یعنی بعضی از تناوب های آن غالب هستند.

د- ارتعاش همراه با جابجایی دائمی از زمین

شکل موج زلزله های متعدد پایین شکل های فوق یا ترکیبی از این چهار نوع است.

رابطه کاهش شتاب ماکزیمم زمین با فاصله از مرکز زلزله (روابط استهلاک زلزله)

هر قدر از کانون زلزله دور شویم، از شدت زلزله کاسته می شود. به همین ترتیب هرچه از مرکز دور شویم، از شتاب ماکزیمم، سرعت ماکزیمم و جابجایی ماکزیمم زمین نیز کاسته می شود. علت کاهش شدت زلزله از دو عامل ناشی می شود:

الف- توزیع هندسی انرژی: اگر حالت ایده آلی را که موج به شکل کروی کامل توزیع شود در نظر بگیریم و فرض کنیم زلزله از نقطه ای با انرژی E_0 ساطع می گردد، آنگاه مقداری انرژی بر واحد سطح در نقطه ای به فاصله R از کانون برابر است با $E = \frac{E_0}{4\pi R^2}$ بنابراین شدت انرژی با R^2 متناسب است.

شکل ص ۶۹ xxx

ب- استهلاک محیط اطراف: موج با عبور از خاک بدلیل استهلاک محیط میرایی می شود. شدت این میرایی به جنس خاک منطقه و شدت زلزله متفاوت است.

روابط تجربی متعددی برای کاهش شتاب حداکثر زلزله (PGA) ارائه شده است. اگر a شتاب ماکزیمم زمین بر حسب cm/s^2 ، M بزرگی زلزله و R فاصله نقطه مورد نظر از کانون زلزله بر حسب Km باشد، داریم:

تغییر مکان بیشینه زمین d : سرعت بیشینه زمین v : شتاب بیشینه زمین a :

رابطه استوا- ژورنبلو ($Esteva \& Rosenblueth 1964$):

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{زمین سفت} \\ \text{شتاب} } a = \frac{2000 e^{0.8M}}{R^2} \\ \text{زمین سنگی} \\ \text{شتاب} } a = \frac{110 e^{0.8M}}{R^{1.6}} \end{array} \right.$$

رابطه استوا- هندرن (Esteva & Hendroh 1969):

$$a = 1230 e^{0.8M} (R + 25)^{-2} \text{ شتاب}$$

$$v = 15 e^M (R + 0.17 e^{0.59M})^{-1.7} \text{ زمین سفت}$$

$$d = \frac{V^2}{a} (1 + 400/R^{0.6}) \text{ جابجایی}$$

رابطه استوا- ویلاورد (Esteva- Villaverde 1473): این روابط بر اساس اطلاعات زلزله های کالیفرنیا و برای

فواصل بیش از (15~20) کیلومتر بدست آمده است:

$$a = \frac{5600 e^{0.8M}}{(R + 40)^2}$$

$$V = \frac{32 e^M}{(R + 25)^{1.7}}$$

رابطه دنوان (Donevan 1973):

$$a = \frac{1080 e^{0.5M}}{(R + 25)^{1.32}}$$

رابطه گوتنبرگ- ریشتر بین بزرگی زلزله (M) با a_0 شتاب اوج ناحیه مرکزی:

$$\log a_0 = -2.1 + 0.81M - 0.027 M^2$$

هر قدر به مرکز زلزله نزدیک شویم، شتاب افزایش می یابد، اما در ناحیه مرکزی به حد خود می رسد و

ثابت می ماند.

رابطه ریشتر بین شدت زلزله و شتاب محل:

$$\log(a) = \frac{i}{3} - \frac{1}{2}$$

i شدت برحسب مرکالی و a شتاب بر حسب cm/s^2

رابطه گوتنبرگ- ریشتر بین شتاب اوج در ناحیه مرکزی (a_0) با شتاب نواحی دورتر (a_D):

$$a_D = \beta_D a_0$$

$$\beta_D = \left[\frac{1.25}{\left(1 + \frac{D}{76.8}\right)} \right]^n$$

$$n = 1 + \frac{1}{2.5 T_p}$$

T_p پریود غالب زلزله است که بستگی به فاصله از مرکز زلزله دارد:

201 ≈ 250	101 ≈ 200	51 ≈ 100	0 ≈ 50	D (فاصله از مرکز زلزله برحسب km)
0.6	0.4	0.3	0.25	T_p (پریود غالب زلزله برحسب sec)

نکته: با استفاده از رابطه اخیر می توان ابتدا برعکس عمل کرده یعنی با ثبت شتاب در تعدادی از ایستگاههای اطراف منطقه زلزله زده ای که شتاب زلزله ثبت نشده است. شتاب اوج در ناحیه مرکزی را بدست آورده و سپس شتاب در هر فاصله ای از مرکز را حساب کرد.

مثال: در سال ۶۹ زلزله ای در منجیل رخ داد که در مرکز زلزله یعنی منجیل شتاب زلزله ثبت نشد. ایستگاههایی که زلزله منجیل را ثبت کرده اند و شتابی که هر ایستگاه در جهت طولی (a_l)، عرضی (a_T) و قائم (a_V) ثبت کرده اند آورده شده است.

ابتدا، شتاب پیک یک زلزله را در منطقه منجیل حساب کرده و سپس شتاب پیک را برای شهر رشت به فاصله 65 کیلومتر در آستانه اشرفیه به فاصله 75 کیلومتر از منجیل را بدست آورید. (در این شهرها هم شتاب زلزله ثبت نشده بودند)

β_D	a_D (g%)	a_v (g%)	a_T (g%)	a_L (g%)	فاصله از منجیل (km)	شهر
0.34	20.62	9	8	19	75	قزوین
0.12	9.22	2	9	2	145	اردبیل
0.31	11.66	6	6	10	83	زنجان
0.37	23.02	6	19	13	70	ایهر
0.13	10.20	3	10	2	187	گچسر
0.34	11.66	6	10	6	75	لامیجان
0.4	12.53	3	6	11	133	تنکابن
0.55	66.71	23	15	65	44	آب بر
0.4	8.60	6	5	7	90	رودسر
0.14	4.47	3	2	4	177	کرج
0.19	9.22	5	7	6	142	اشتهارد
0.16	6.40	2	5	4	208	ریاط کریم

$$a_D = \sqrt{a_L^2 + a_T^2} \quad \text{نکته: شتاب اوج افقی است}$$

حل با استفاده از روش Least Square (حداقل مجذورات):

خطای استفاده از رابطه $a_D = \beta_D a_0$ در مقایسه با مقادیر ثبت شده از رابطه زیر بدست می آید:

$$e = \alpha_0 \beta_D - \alpha_D \quad \text{مقدار خطای شتاب هر ایستگاه}$$

جزر مجموع مربع خطاها را با f نشان دهیم، برای بدست آوردن α_0 می توان f را نسبت به α_0 حداقل

$$f = \sqrt{\sum (\alpha_0 \beta_D - \alpha_D)^2} \quad \text{نمود:}$$

$$\partial f / \partial \alpha_0 = 0 \quad \rightarrow \quad \frac{1}{2} \frac{\sum 2\beta_{Di} (\alpha_0 \beta_{Di} - \alpha_{Di})}{\sqrt{\sum (\alpha_0 \beta_{Di} - \alpha_{Di})^2}} = 0 \quad \rightarrow \quad \sum 2\beta_{Di} (\alpha_0 \beta_{Di} - \alpha_{Di}) = 0$$

$$\therefore \alpha_0 = \frac{\sum \beta_{Di} \alpha_{Di}}{\sum \beta_{Di}^2}$$

$$\alpha_0 = \frac{0.34 \times 20.6 + 0.12 \times 9.22 + \dots}{0.34^2 + 0.12^2 + \dots} = 71 \% g$$

$$\text{رشت } D = 65 \text{ km} \quad \rightarrow \quad \alpha_D = \alpha_0 B_D = 0.3 g$$

$$\text{آستانه اشرفیه } D = 75 \text{ km} \quad \rightarrow \quad \alpha_D = \alpha_0 B_D = 0.24 g$$

تناوب وقوع زلزله

منابع لرزه زا که در طول تاریخ سابقه فعالیت داشته اند باز هم خواهند لرزاند و از این رو کار جمع آوری آمار فعالیتهای لرزه ای در سطح جهان از اهمیت زیادی برخوردار است. برای آمار لرزه خیزی کشورمان، اهرسنر یک سری مطالعات تاریخی انجام داده است.

اگر N تعداد زلزله های با بزرگی بیش از M ریشتر باشد که در سال در یک منطقه خاص اتفاق می

افتد، گوتنبرگ و ریشتر رابطه زیر را پیشنهاد داده اند:

$$\text{Log } N = A - bM$$

پارامترهای A را به کمک مطالعات آماری تعیین می شوند و در تعیین مطالعات لرزه ای یک ناحیه

معین بکار می روند. برای ایران $A=6.88$ و $b=0.88$ پیشنهاد شده است. b عددی است که حدودا همیشه ۱

است.

$$M=5 \text{ ریشتر} \quad \rightarrow \quad N=380 \quad \text{بار در سال}$$

$$M=8 \text{ ریشتر} \quad \rightarrow \quad N=1 \quad \text{بار در سال}$$

$$\text{رابطه کایلا} \quad \text{Log } N = 6.02 - 1.18 M$$

$$\text{رابطه اهرسنر} \quad \text{Log } N = 6.88 - 0.86 M$$

شکل ص ۷۷ ×××

سطوح طراحی

معمولا سازه را برای یکی از دو سطح مختلف زیر ممکن است طراحی کنند:

۱- سطح طراحی برای سازه های معمولی: این سازه ها را برای بزرگترین زلزله ای که به طور

متوسط یکبار در طول عمر سازه (معمولا ۵۰ سال) رخ می دهد، طرح می کنند. در این صورت:

$$N = \frac{1}{T_L} \quad \text{تعداد زلزله هایی که در هر سال رخ می دهد}$$

$$P = 1 - e^{-NT_L} = 1 - e^{-\frac{1}{T_L} \times T_L} = 1 - e^{-1} = 0.63$$

این بدان مفهوم است که بر ای سازه های معمولی بایستی منحنی از $P-a$ ، شتاب مربوط به احتمال

۶۳٪ را بر ای طراحی انتخاب کرد.

۲- سطح طراحی بر ای سازه های ویژه: این سازه ها را برای بزرگترین زلزله ای که به طور

متوسط یکبار در ده برابر طول عمر مفید سازه رخ می دهد (معمولا ۵۰۰ سال) طرح می کنند. پس:

$$N = \frac{1}{10T_L} \quad \text{تعداد زلزله هایی که در هر سال رخ می دهد}$$

$$P = 1 - e^{-NT_L} = 1 - e^{-\frac{1}{10T_L} \times T_L} = 1 - e^{-0.1} = 0.10$$

این بدان مفهوم است که بر ای سازه های ویژه باید از منحنی $P-a$ ، شتاب متناظر با احتمال ۱۰٪ را

انتخاب کرد.

نکته: هر چه احتمال وقع زلزله کمتر شود، شدت آن بیشتر می شود. هرچه دوره تناوب وقوع زلزله

ای بیشتر شود، شدت آن بیشتر می شود.

محاسبه شتاب زلزله بر پایه آمار و احتمالات

برای طراحی سازه به روش دینامیکی، احتیاج داریم که شتاب زلزله مزبور را با شتاب منطقه مورد نظر همپایه کنیم. اگر چه این مقدار طبق آئین نامه های طراحی انتخاب می گردد، اما در طراحی سازه های بزرگ و مهم ترجیح داده می شود که این مقدار بر اساس خطر زلزله در محل بدست آید. روش های مختلفی برای تخمین PGA (شتاب اوج زلزله) در منطقه مورد نظر پیشنهاد شده است:

۱- روش کرنل:

این روش که در سال 1968 ارائه شد، به روش تخمین خطر زلزله معروف است و برای محاسبه شتاب احتمالی زلزله در یک منطقه بکار می رود. روش کار به قرار زیر است:

۱- منابع لرزه زا در منطقه شناسایی می شوند (گسل ها و آتشفشانها). برای طرح سازه ای

منطقه به شعاع ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر حول محور پروژه کافی است. اگر محل از لرزه خیزی خیلی پایینی برخوردار باشد، منابع لرزه زا را دورتر در نظر گرفته می شوند.

نکته: در کتاب مهندسی زلزله مقدم و همچنین کتاب بربریان، فاصله هر شهر از گسل فعال آن منطقه و طول آن گسل آورده شده است.

۲- به کمک داده های تاریخی رابطه بین $\log N, M$ را بدست می آوریم. پس برای هر

منبع رابطه $\log N_i = A_i - b_i M$ را داریم. M بزرگی زلزله بر حسب ریشتر و N تعداد زلزله های با بزرگی M یا بیشتر است که در سال اتفاق می افتد.

$$\log N = A - b M \quad (\text{رابطه ۱})$$

۳- یکی از فرمولهای مربوط به رابطه بین a, R, M (رابطه شتاب ماکزیمم محل مورد نظر بر

حسب بزرگی زلزله در مرکز و فاصله محل از مرکز زلزله) را که با شرایط زمین ساختی مشابهی با منطقه مورد نظر تهیه شده باشد را اختیار می کنیم.

$$a = f(M, R_i) \quad (\text{رابطه ۲})$$

$$\left(\text{مثلا رابطه استوا- ویلاورد} \right) \quad a = \frac{5600e^{0.8M}}{(R+40)^2}$$

۴- احتمال وقوع زلزله ای با شتاب a_i یا بیشتر در طول عمر مفید سازه (T_L) از رابطه زیر بدست می آید:

$$P = 1 - e^{-N a_i T_L} \quad (\text{رابطه ۳})$$

می خواهیم نمودار احتمال بر حسب شتابهای مختلف را رسم کنیم. از اینجا به بعد دو جور تکنیک وجود دارد. در تکنیک اول مقادیر a ای در نظر گرفته می شود و به ازای هر a و فاصله هر منبع لرزه زا R_i از رابطه ۲ مقدار بزرگی M_i بدست می آید. حال به ازای هر M_i از رابطه ۱ مقدار N_i حساب می گردد.

$$N = \sum N_i = N_1 + N_2 + \dots$$

حال از رابطه ۳، مقدار P محاسبه می گردد. در نهایت منحنی P بر حسب a های مختلف محاسبه می

گردد.

از رابطه ۲ مقدار M نظیر محاسبه گردد \rightarrow یک a ای فرضی گردد

از رابطه ۱ مقدار N نظیر محاسبه گردد \rightarrow به ازای هر M

از رابطه ۳ مقدار P محاسبه می گردد \rightarrow پس از محاسبه N برای a های مختلف

$$\rightarrow N = \sum N_i$$

در تکنیک دوم به جای a مقادیر M را فرض کرده و از رابطه ۲ مقدار a محاسبه می گردد. حال از رابطه ۱ مقدار N برای هر فرضی محاسبه می شود و سپس به ازای هر a ، از رابطه ۳، مقدار P محاسبه می

$$P = \sum P_i \quad \text{گردد. در نهایت داریم:}$$

۶- پس از رسم منحنی $P-a$ می توان شتاب a را برای یک احتمال مشخص بدست آورد.

شکل ص ۸۰ xxx

شکل بالای ص ۸۱ xxx

مثال ۱: حداکثر شتاب زمین را در محل ساخت یک سد که به فاصله ۸۰ کیلومتری از یک گسل لرزه زا قرار دارد، برای احتمال وقوع ۱۰٪ در طول عمر ۲۰۰ سال سد، حساب کنید. از روابط زیر برای دوره تناوب و میرایی شتاب استفاده کنید:

$$a = \frac{5600e^{0.8M}}{(R+40)^2} \quad \log N = 6.0 - 1.2M$$

جواب: این احتمال ۱۵٪ شتابی است که ممکن است به طور متوسط در ۱۰ برابر عمر سازه یعنی در

۲۰۰۰ سال سازه بنیاد را می خواهیم حساب کنیم:

$$a = \frac{5600e^{0.8M}}{(R+40)^2} = 0.389e^{0.8M} \quad a \rightarrow M$$

$$\log N = 6 - 1.2M \quad M \rightarrow N$$

$$P = 1 - e^{-NT_L} = 1 - e^{-2000N} \quad N \rightarrow P$$

حال به ازای مقادیر مختلف M, a, P را بدست آوریم:

7.8	7.7	7.6	7.5	7.3	7	6.5	بزرگی M
0.084	0.189	0.173	0.160	0.136	0.107	0.075	شتاب a بر حسب %g
0.084	0.109	0.141	0.181	0.294	0.549	0.960	احتمال P

مثلا این ستون یعنی زلزله ای که با احتمال 96% دارای بزرگی 6.5 ریشتر باشد، شتاب 0.729 دارد.

شکل ص ۸۲×××

از روی نمودار برای احتمال ۱۰٪ شتابی برابر $0.194g$ بدست می آید.

مثال ۲: اگر در مثال قبل به جای یک گسل، دو گسل لرزه داشته باشیم، که فاصله آنها از محل سد به

ترتیب برابر ۸ و ۲۰۰ کیلومتر باشد و ضرایب رابطه تناوب آنها به ترتیب $(6, 1.2)$ و $(6.8, 1)$ باشد، شتاب

طرح را در محل سد برای احتمال ۱۰٪ در طول دوره ۲۰۰ ساله محاسبه کنید.

جواب:

$$a = \frac{5600e^{0.8M}}{(R+40)^2} \rightarrow \begin{cases} M_1 = 1.25 \ln a + 1.181 & \text{برای گسل اول} \\ M_2 = 1.25 \ln a + 2.914 & \text{برای گسل دوم} \end{cases}$$

اکنون یک مقدار دلخواه a در نظر گرفته و از روابط بالا M_1 , M_2 بدست می آید. حال از روابط زیر متوسط احتمال سالیانه گسل ها محاسبه می گردد:

$$\begin{aligned} \log N_1 &= 6 - 1.2 M_1 \\ \log N_2 &= 6.8 - M_2 \\ \hline N &= \sum N_i = N_1 + N_2 \\ P &= 1 - e^{-NT_L} = 1 - e^{-200N} \end{aligned}$$

در اینجا می توان دو تا N حساب کرده و P ها را با هم جمع کنیم. این دو روش تقریباً یک طور هستند.

325	320	300	250	200	شتاب cm/s^2
0.101	0.106	0.13	0.21	0.36	احتمال P

$$A=0.33g \rightarrow P=0.1 \text{ در طول } 200 \text{ سال عمر مفید سازه}$$

همانطور که ملاحظه میگردد، به خاطر وجود دو گسل شتاب مبنای طرح از 0.194 به 0.330 افزایش یافت.

نمودارهای هم شتاب

با استفاده از روش کرنل می توان نمودارهای هم شتاب برای وقوع زلزله در طول یک یک دوره مشخص مثلاً 50 ساله یا 500 ساله و یا یک احتمال خاص مثلاً (63% یا 10%) را برای یک کشور و یا یک منطقه رسم کرد.

شکل ص ۸۳ xxx

برای کل ایران و مناطق ریزتر چنین نقشه هایی وجود دارد. برای شهر تهران زلزله نظیر دوره 50 ساله و احتمال 63% برابر 0.25g و زلزله نظیر دوره 500 ساله و احتمال 10% برابر 0.40g بدست آمده است.

• روش کرنل برای تهیه نمودارها هم شتاب در یک منطقه و یا تهیه شتاب مبنای طرح برای پروژه های ویژه به طور گسترده ای استفاده می شود.

• مهمترین ضعف روش کرنل و دیگر روشهای مبتنی بر نظریه احتمالات در زمینه مهندسی زلزله این است که فاقد ملاک و ضابطه اساسی و قابلیت بررسی صحت و سقم (Verifiability) هستند. زیرا هر اتفاق که بیفتد احکام صادره را نقص نمی کند. مثلاً فرض می کنیم محاسبات نشان دهد که در یک دوره

۵۰ ساله زلزله ای با احتمال ۱۰٪ اتفاق می افتد که شتابش از ۰.۳g بیشتر است. اگر در این مدت چنین زلزله ای اتفاق نیفتد، نمی توان گفت که این حکم نادرست است. زیرا برای بررسی صحت حکم مزبور به یک دوره خیلی طولانی مثلا ۵۰۰۰۰ سال نیاز است که در آن آمار کامل زلزله ها بدست آید و معلوم شود که آیا به طور متوسط هر ۵۰ سال یک زلزله با شتاب بیش از ۰.۳g داشته ایم یا خیر؟

- برای گفتن شتاب طرح بایستی بگوییم این شتاب برای چه احتمالی و چه دوره ای می باشد. در اینجا هر چه احتمال کمتر و دوره بیشتر باشد زلزله شدیدتر است.

۲- روش پتانسیل لرزه زایی گسل:

حداکثر بزرگی یک زلزله می تواند توسط یک گسل ایجاد شود، بستگی به اندازه گسلش یا طول گسلش بر حسب کیلومتر (تقریبا برابر نصف طول گسل) دارد. برای منطقه ایران رابطه زیر پیشنهاد شده است:

$$M = 5.4 + \text{Log } L \quad (M \text{ بزرگی زلزله بر حسب ریشتر})$$

با محاسبه M ایجاد شده توسط هر گسل، می توان با استفاده از روابط میرایی a در محل پروژه را بدست آورد.

استفاده از نگاشته های زلزله برای طراحی (کتاب واکابایاشی ص ۲۴۰)

هنگامی که مطالعه خطر زلزله کامل شده باشد و شتاب ماکزیمم زلزله مورد انتظار حاصل گردد، تحلیل دینامیکی بر اساس یک موج مناسب زلزله که از نگاشتهای زلزله های گذشته انتخاب شده باشد، انجام می شود. در بین نگاشتهای قوی زلزله، نگاشتهای طبس (۱۳۵۶) و ال سترو (۱۹۴۰) مشهور هستند و غالب به همراه نگاشتهای زلزله دیگر متعلق به نقاط مجاور محل مورد نظر مورد استفاده قرار می گیرند. این نگاشتهای زلزله پس از انجام اصلاحات به منظور سازگاری با شرایط محلی در تحلیل دینامیکی مورد استفاده قرار می گیرند. عموما دامنه شتاب طوری تعدیل می شود که سازگار با مقدار مورد انتظار در محل شود. همچنین توصیه می شود که محتوای فرکانشی و طول تداوم به طبق بزرگی و شدت تنظیم شوند.

عوامل موثر بر روی خصوصیات هر زلزله توسط پارامترهای زیر معروض می گردند: (۱) دامنه ماکزیمم شتاب (۲) فرکانس یا پریود غالب در حرکت (۳) طول تداوم حرکت. از روی این خصوصیات تازیخچه زمانی حرکت بدست می آید. در این مرحله یا یک حرکت زلزله سنتز شده با خصوصیات مطلوب تولید شده و یا یک زلزله موجود اصلاح می شود. رابطه ای بین بزرگی زلزله و طول تداوم حرکت وجود دارد که رابطه ای مستقیم است. محتوای فرکانسی امواج با فاصله گرفتن از محل گسل فعال تغییر می کند. به عبارت دیگر، امواج فرکانس بالا در پوسته سنگی به نحو موثرتری تضعیف می شوند و با افزایش فاصله محل از گسل، پریود غالب طولانی تر می شود. بین فاصله از گسل، بزرگی زلزله و پریود غالب نیز رابطه وجود دارد. با افزایش بزرگی زلزله دامنه ماکزیمم شتاب در بستر سنگی افزایش می یابد و با زیاد شدن فاصله از کانون زلزله تضعیف می شود. بین شتاب ماکزیمم با فاصله گسل و بزرگی زلزله نیز رابطه وجود دارد.

مشاهده صحرائی حرکت زمین

به منظور تامین یک اساس قابل اعتماد برای طراحی ضد زلزله سازه‌ها، لازم است پیش بینی شکل موج زلزله تا حد امکان دقیق باشد. استفاده از شکل موج یک زلزله که برای منطقه دیگری ثبت شده است، شاید خیلی رضایت بخش نباشد.

زمین همیشه در حال ارتعاش با دامنه های کوچک و با پریودهای ارتعاشی بسیار کم است. چنین وضعیت ارتعاشی زمین "ریز لرزه *Microtremor*" نامیده می شود. ریز لرزه ها بر اثر ترافیک مجاور، عملکرد ماشین آلات و دیگر اجسام در حال حرکت بوجود می آیند. از آنجا که شکل طیف یک ریز لرزه (طیف تغییرات دامنه برحسب ω_n را نشان می دهد) با شکل طیف زلزله حقیقی یکی است، ثبت های ریز لرزه ای می توانند برای پیش بینی مشخصات لرزه ای زلزله های قوی مورد استفاده قرار گیرند.

شکل ص ۸۶ xxx

تفسیر: از این روش برای بدست آوردن پریود خاک طبیعی یا پریود غالب ناشی از زلزله احتمالی در محل استفاده می گردد.

شتابنگاشت مصنوعی (*artificial*)

از آنجا که مشاهدات حقیقی محدود هستند، بعضی مواقع برای تحلیل دینامیکی علاوه بر نگاشتهای زلزله های حقیقی حرکت مصنوعی یا شبیه سازی (*Simulated*) زمین نیز مورد استفاده قرار می گیرد. این کار بدان خاطر است که نگاشت ثبت شده بر روی زمین به میزان قابل توجهی متاثر از مکانیزم پیدایش، ساختار زمین، مسیر حرکت موج، شرایط محلی خاک و عوامل دیگر هستند. امواج لرزه ای مصنوعی به روش آماری از روی محتوای فرکانسی، تغییرات دامنه های شتاب و طول تداوم لرزش ساخته می شوند. این نگاشتها ساده هستند و می توان از آنها طیف پاسخ پیوسته نسبتا همواری که به خوبی طیف طراحی شده انطباق دارد، بدست آورد. امواج لرزه ای مصنوعی که تاکنون پیشنهاد شده است عمدتا بر طبق روشی که برای تهیه آنها بکار رفته است به سه دسته تقسیم می شوند:

۱- روش ترکیب تعداد زیادی امواج هارمونیک که دارای دامنه های مختلف و زاویای فاز مختلف هستند.

۲- روش استفاده از طیف پاسخ به عنوان حرکت زمین، که در هنگامی که یک سیستم خطی یک درجه آزادی تحت اغتشاش سفید (*white noise*) قرار می گیرد حاصل می شود.

۳- روش توزیع تصادفی (*random distribution*) ضربه های (*impact*) مختلف در طول محور زمان تشکیل یک موج.

از این سه روش، روش اول بیش از همه مورد استفاده قرار می گیرد. در این روش طیف شتاب زلزله به صورت حاصلضرب یک تابع دارای مشخصه طیفی توان از قبل تعریف شده ای است. در یک تابع پوش (*envelope*) که نمایانگر تغییرات دامنه بر حسب زمان است، بدست می آید. در قدم بعدی موج مصنوعی حاصل را به گونه ای اصلاح می شود که طیف پاسخ موج شبیه سازی شده نزدیک به طیف پاسخ ارائه شده توسط آئین نامه طراحی باشد.

مادسیج

شبکه آموزشی - پژوهشی ایران



مادسیج، پنجره ای به یادگیری نوین

مادسیج مخفف کلمه madsage به معنای شیفته دانایی و در مفهوم بومی به معنای دهکده علم و دانش ایران می باشد. در این مفهوم اشاره

به دو کلمه سیج (یکی از روستاهای زیبای کشورمان) و ماد (یکی از اولین اقوام ایران) می باشد.

شبکه آموزشی - پژوهشی مادسیج (IRESNET) با هدف بهبود پیشرفت علمی و دسترسی هرچه راحت تر جامعه بزرگ علمی ایران، در

فضای مجازی ایجاد شده است. هسته اولیه مادسیج از طرح پایان نامه کارشناسی ارشد جناب آقای رضا محمودی دانش آموخته رشته

مدیریت آموزشی دانشگاه تهران که با راهنمایی استاد گرانقدر جناب آقای دکتر عبادی معاون دانشگاه مجازی مهر البرز می باشد، بر گرفته

شده است.

IRan Education & Research NETWORK