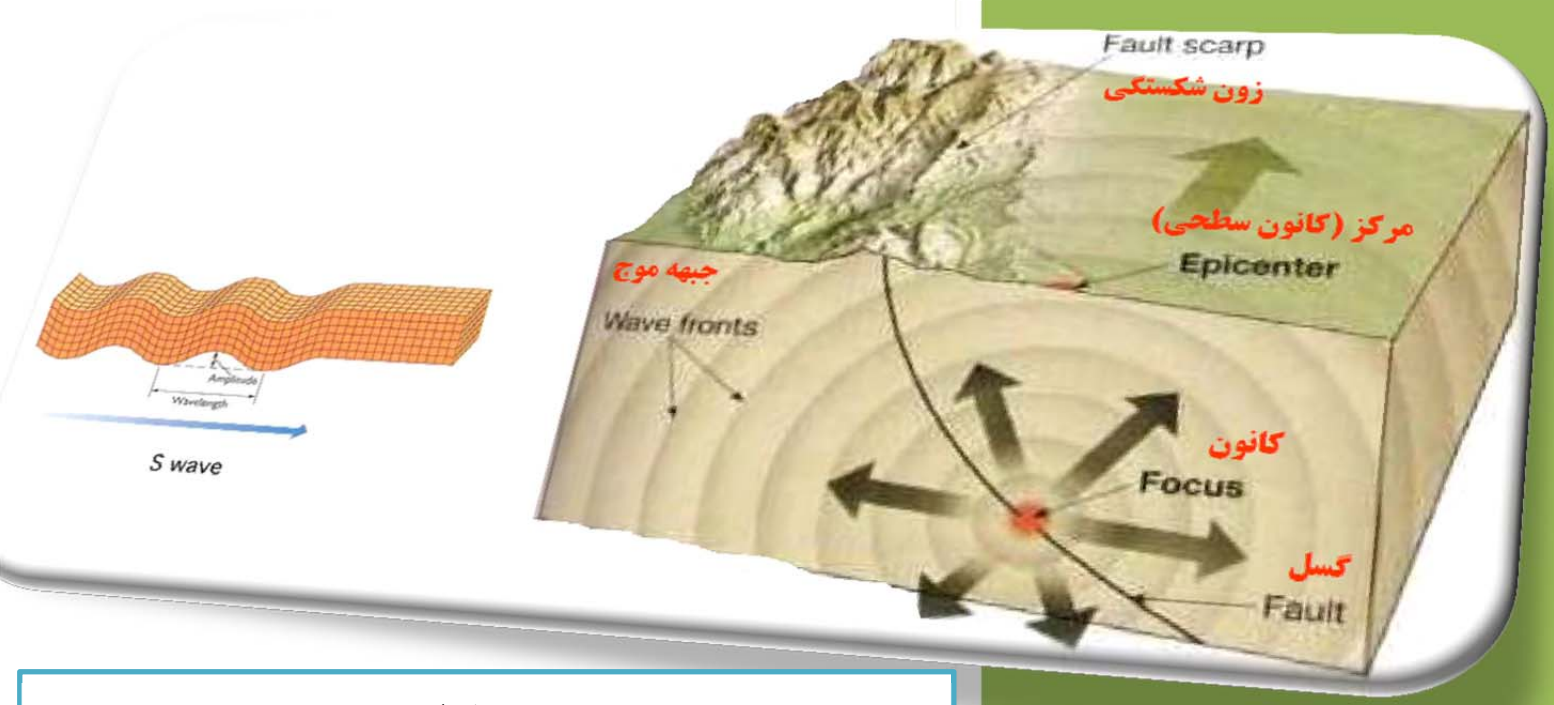
اصول مهندسی زلزله و باد



بخش اول:

لرزه‌زمین ساخت و مبانی مهندسی زلزله

تالیف: سجاد کاظم پور

اصول مهندسی باد و زلزله

تعداد واحد: ۳

نوع واحد : نظری و اختیاری

پیشنیاز :تحلیل سازه ۲

سرفصل درس : (۴۸ ساعت)

۱- تعریف نیروهای دینامیکی، انواع آنها ، روش های تحلیل دینامیکی ، معین و نا معین یا احتمالی، مدلسازی و درجات آزادی ، انواع سختی و میرائی و مدلهای مربوطه

۲- سیستم یک درجه آزادی معدلات دینامیکی به روش دالامبر و انرژی ارتعاش آزاد با میرائی و بدون میرائی

۳- سیستم یک درجه آزادی با میرائی ، معادلات دینامیکی و تعیین پاسخ سازه پدیده تشدید انتگرال دیوهامل- معدلات تعادل تست دینامیکی تحت بارهای هارمونیکی

۴- سیستم چند درجه آزادی، مبانی تحلیل دینامیکی سازه ها، ارتعاش آزاد، تعیین فرکانسها و مودهای ارتعاش آزاد، اصول روش آنالیز مودال

مهندسی زلزله

۱ زلزله شناسی؛ علل وقوع زلزله، مقیاس سنجش، انواع گسل ها، لرزه خیزی ایران

۲- تعیین زلزله طرح، عوامل موثر بر حرکت زمین، تاثیر فاصله و خصوصیات خاک، مطالعات ریسک و احتمال وقوع، روش های قطعی و احتمالی تعیین زلزله طرح

۳- بررسی کامل آئین نامه زلزله و مبحث ششم ایران، روشهای استاتیکی و طیفی

۴- انواع سیستمهای مقاوم سازه ای در برابر بارهای اف قی، رفتار قابهای خمشی ، سیستم های مرکب

۵ سیستم جداگرهای لرزه‌ای وکاربردهای آن

۶- نظریه مقاوم سازی و تعمیر سازه های موجود

مهندسی باد

۱- تعریف باد، انواع روشهای اندازه گیری، اصول آیرودینامیک، آیروالاستیسیته، پدیده گالوپینگ ، انحراف پیچشی، توسانات نامنظم عمودی

۲- معادلات حاکم، ازمایشهای تونل باد، شبیه سزی باد و سازه ، انواع مدلهای سازه ای

۳ مطالعه کامل آئین نامه باد ، تعیین پاسخ ساختمانهای بلند در جهت باد و عمود بر جهت باد

۴- تعیین فشار و پاسخ سازه های خاص نظیر برج های خنک کن ،دودکش های بلند و....

فصل اول

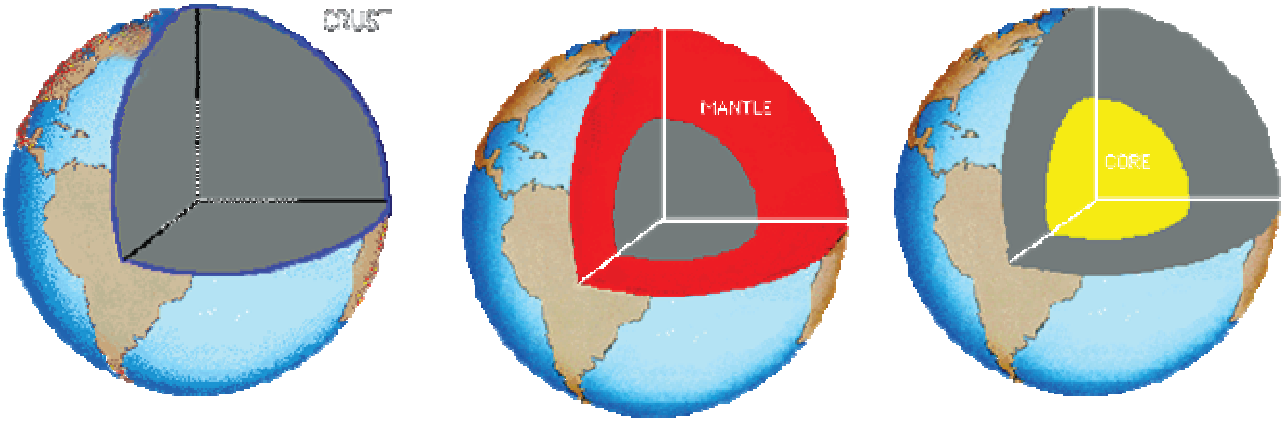
مبانی زمین شناسی زلزله

تاریخچه

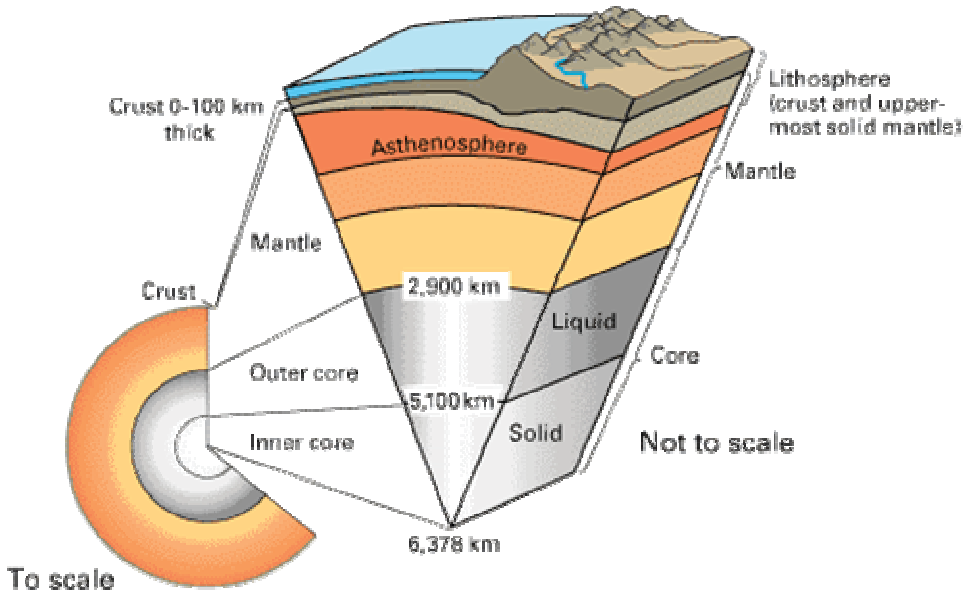
- علم مهندسی زلزله، علم نوبنیادی است که در ابتدای قرن بیستم زاده شد.
- قبل از ابداع و نصب دستگاههای شتابنگار، علم دینامیک سازه ها نقشی در مهندسی زلزله نداشت. با انتشار شتابنگاشتهای ثبت شده در غرب آمریکا (اکثر کمربندی زلزله آمریکا در غرب آن واقع است) در دهه *60* و محاسبه طیف های پاسخ آنها توسط کامپیوتر، 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.

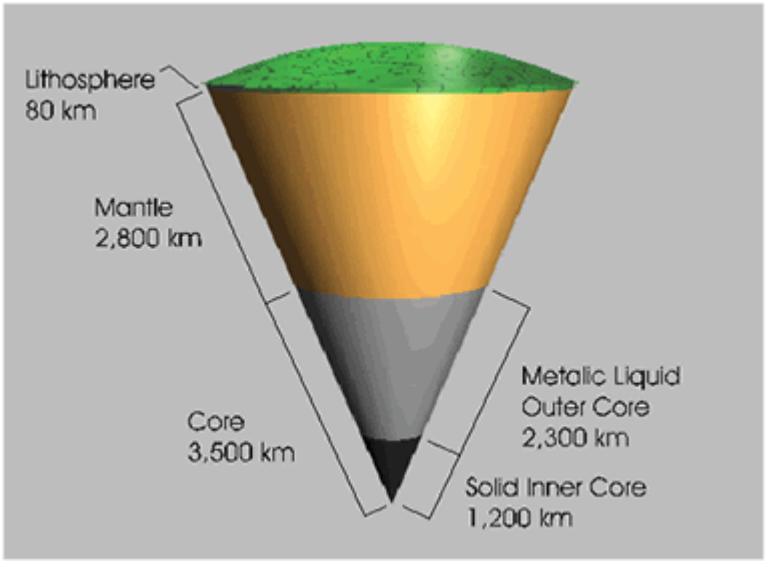
علت زمین ساختی زلزله

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)* ، جُبّه *(Mantle)* و پوسته *(Crust)* را مشاهده می کنید.

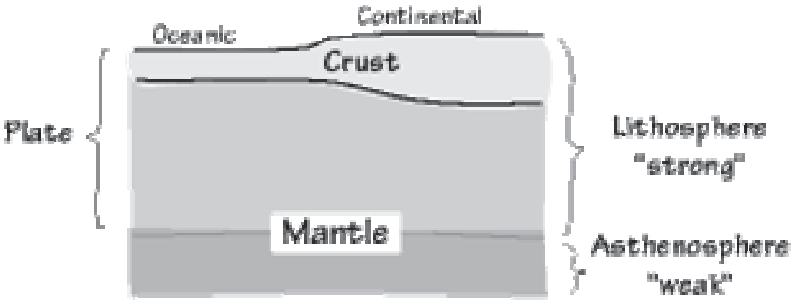


- هسته خود شامل هسته داخلی و هسته خارجی است که هسته داخلی جامد و هسته خارجی مایع است.





- خـود پوسـته شـامل دو قـسمت مـی شـود: یـک لایـه صـلب خـارجی بنـام لیتوسـفر *(Lithosphere)* که روی لایه داغ تر و ضعیف تری بـه نـام استنوسـفر *(Asthenosphere)* قـرار 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 صـفحات صـلب اسـت. سـطح زمـین از ٦ صـفحه لیتوسفری بزرگ و تعدادی صفحات 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 ایـن صـفحات

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

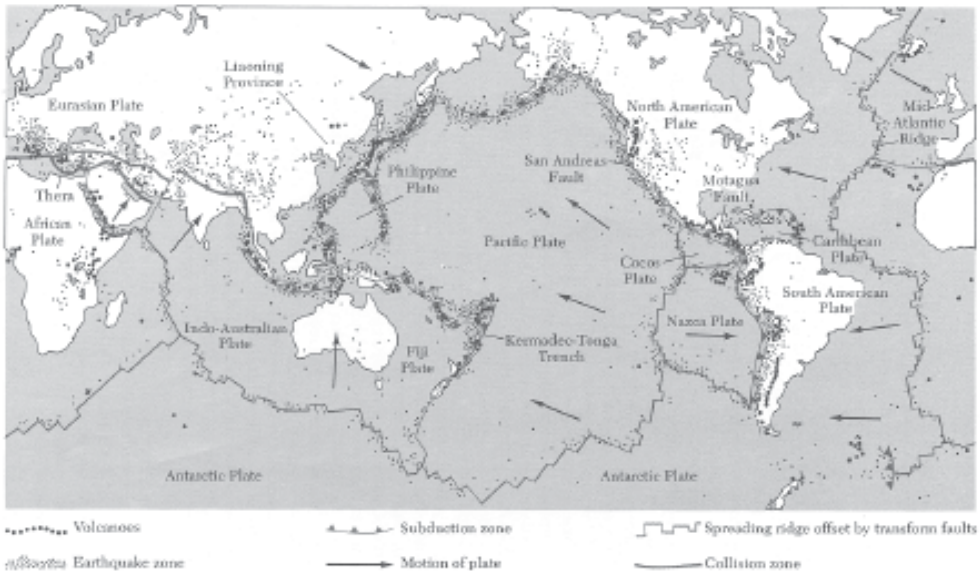
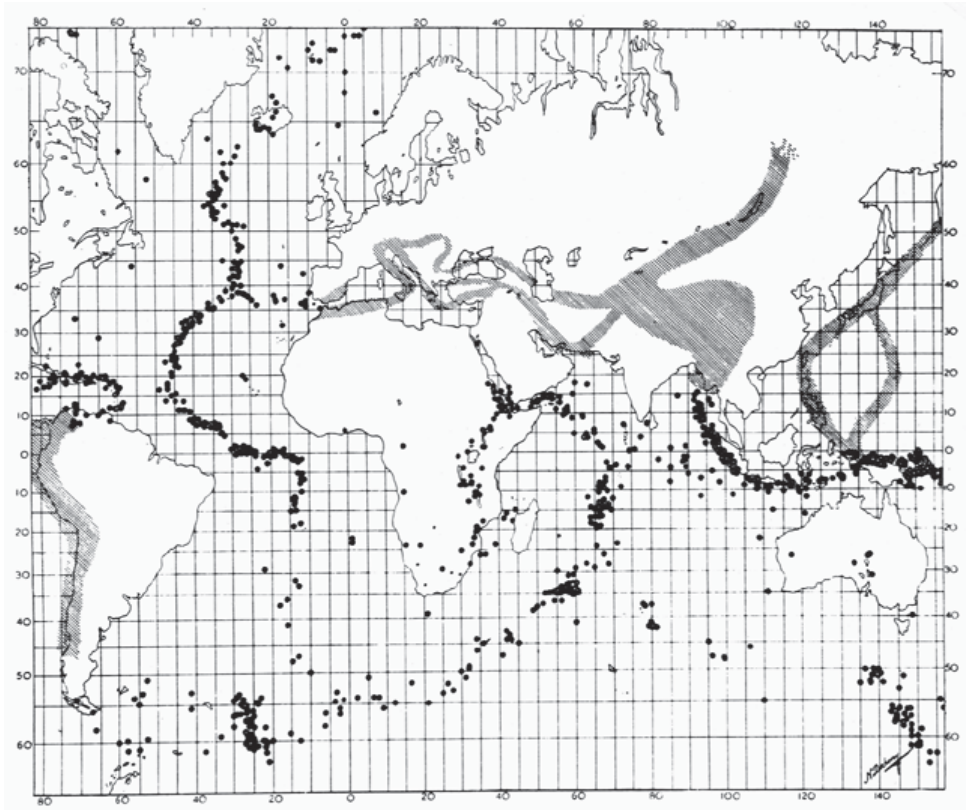


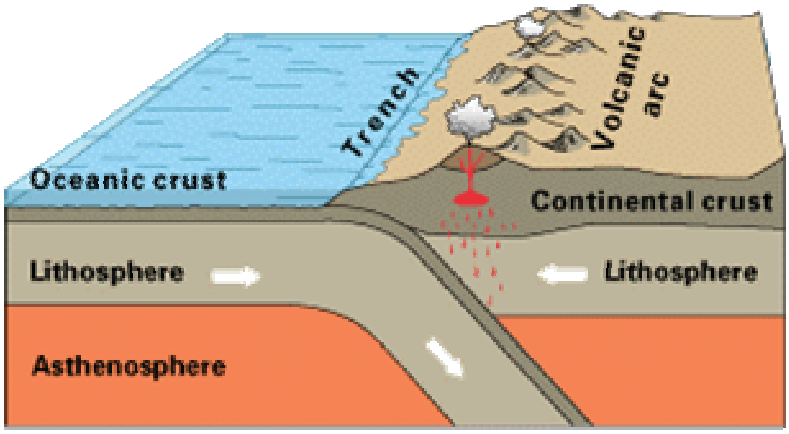
Figure 1-2. Tectonic plates and world-wide distribution of earthquakes. (From *Earthquakes*, by Bruce A. Bolt. Copyright 1978, 1999 W. H. Freeman and Company. Used with permission.)



صفحات لیتوسفری نسبت به یکدیگر در حال حرکتند، مثلا صفحات آمریکای شمالی و اقیانوس آرام سالی بین ٤ تا ٦ 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 گوشته زمین ببرد. در این نقاط خندق های عمیق ایجاد می گردد.

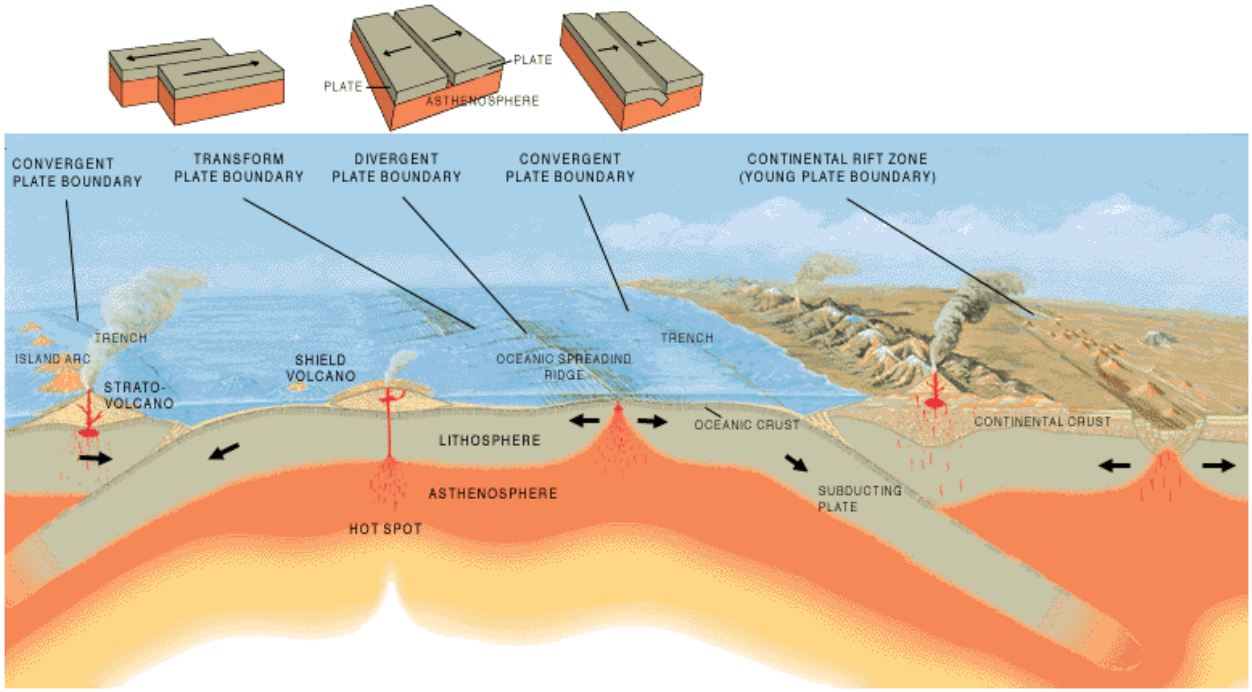


Oceanic-continental convergence

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

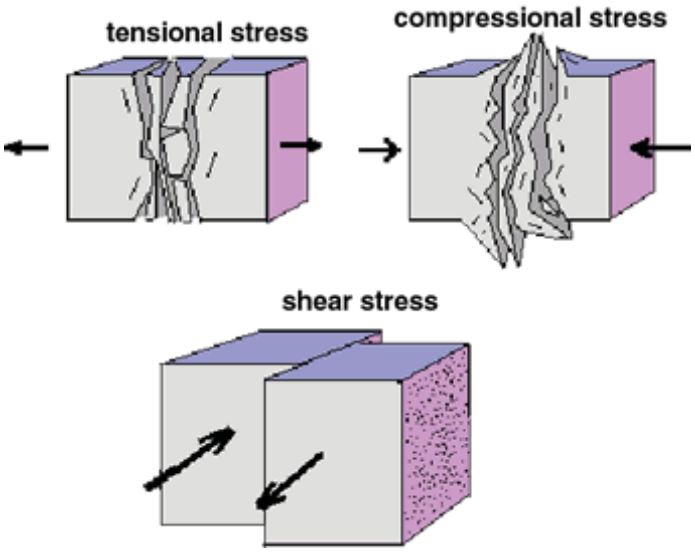
۳- مرزهای لغزشی (sliding) : این صفحات نسبت به یکدیگر در یک صفحه افقی می لغزند. در این نوع مرزها نه پوسته جدیدی ایجاد می شود و نه پوسته ای منهدم می گردد.

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

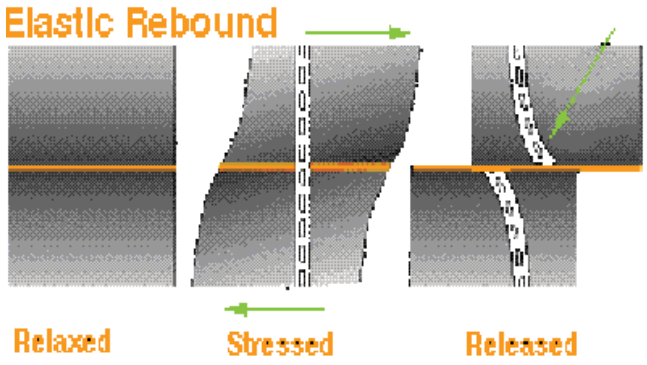


نظریه برگشت الاستیک برای وقوع زلزله ها (Elastic Rebound Theory)

صفحات لیتوسفری در مرزشان (در گسل ها) 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 مـی رونـد. لغـزش مزبور موجب رها شدن انرژی الاستیک انبار شده در سنگ ها می گردد و به صورت امواجی منتشر مـی شود. در اثر این امواج، زمـین دچـار حرکـت هـای شـدیدی در همـه جهـات مـی شـود کـه زلزلـه یـا *Earthquake* نام دارد. امواج لرزه ای در همه جهات ساطع شده و انرژی آزاد شده را با خود جابجا مـی کنند. این امواج در مسیر خود اجسام و ساختمانهای سر راه خود را حرکـت داده و بـه آنهـا آسـیب مـی رسانند. حرکت این امواج مانند حرکت امواجی است که به خاطر پرتاب یک سـنگ در آب ایجـاد مـی گردد. در آن حالت به راحتی می توان توسعه موج و نحوه حرکت آنرا در مایع دید.



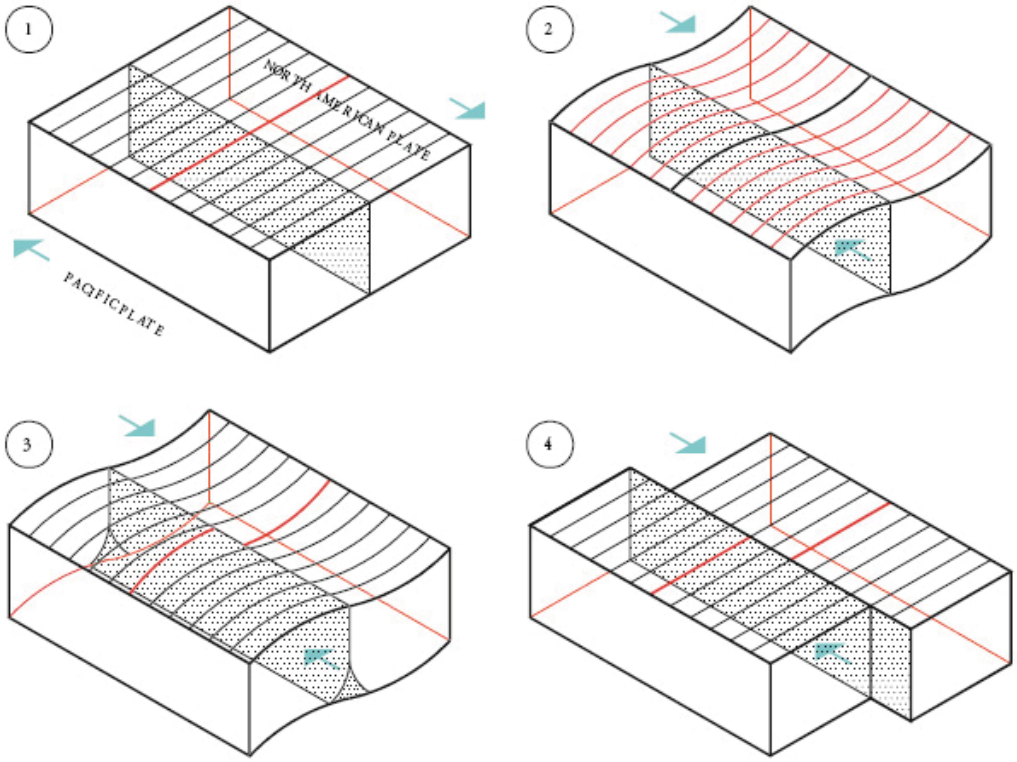


Figure 1-27. Elastic rebound model of earthquakes

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

نکته: حرکت گسل مسلما 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 نسبتا 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 مهیبی در محل سنگها رخ داده و زلزله بزرگی ایجاد می شود.

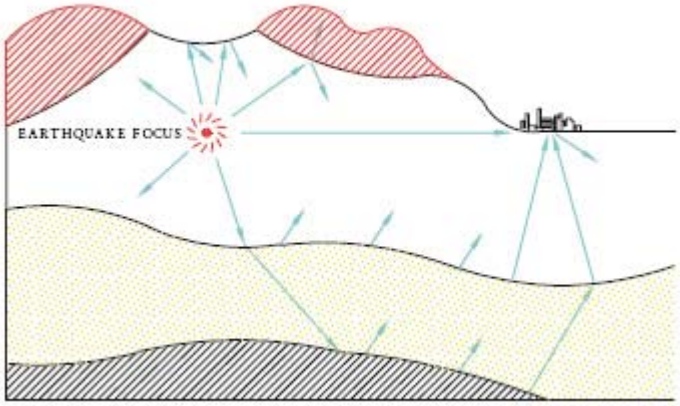
گسل ها (Faults)

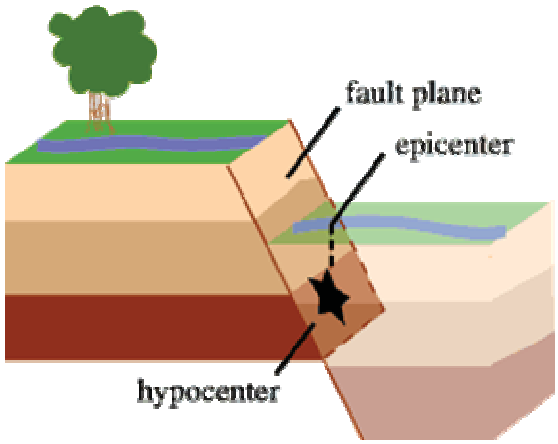
تعریف گسل: گسل عبارت است از سطح ناپیوسته (غالبا مسطح) ای که دو مجموعه سنگی را از هم جدا می کند. گسل معرف صفحه ای است که در طول آن حرکات زمین رخ می دهد و مبدا حرکت زمین در یک زلزله از آن ناشی می شود. همه گسل ها مربوط به مرز صفحات تکنوتیکی نیست. در غیر از مرز صفحات تکنوتیکی هم گسل داریم.

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 روئیت 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، عملا 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، معمولا زلزله های عمیق اتفاق نمی افتد.

حوزه اثر زلزله های سطحی نسبتا 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.

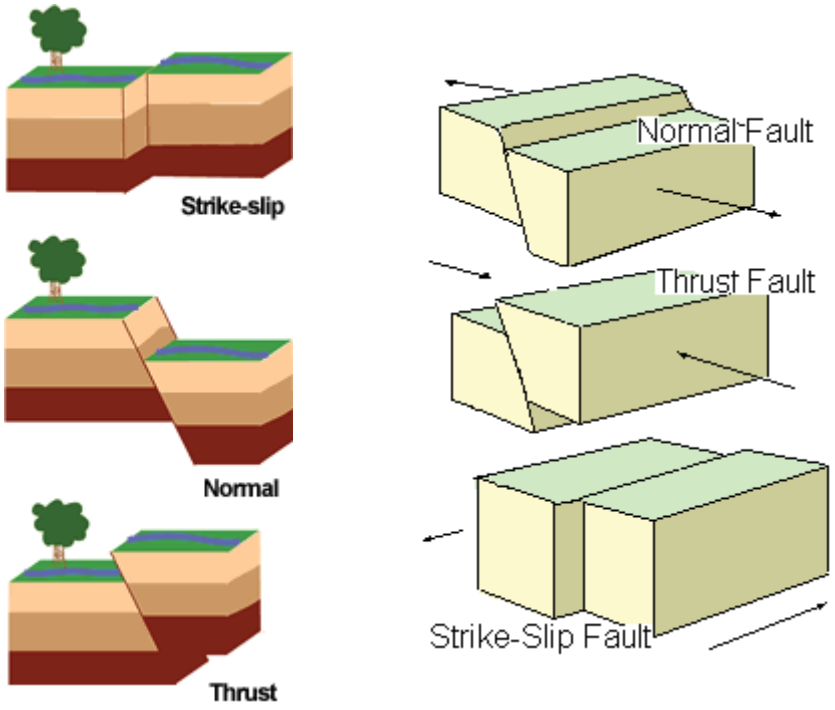
۲-گسل نرمال یا گسل کششی (Normal or subduction Fault): در این نوع گسل صخره های دو طرف گسل تمایل به جدا شدن از یکدیگر داشته ایجاد کشش در گسل می کنند. در صورتی که کشش برای ایجاد گسیختگی کافی باشد، یک قطعه نسبت به قطعه دیگر به طرف پایین حرکت می کند.

- 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.

٤-گسل های لغزشی جانبی (Strike- Slip Faults): حرکت در طول یک صفحه گسل تقریبا 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)



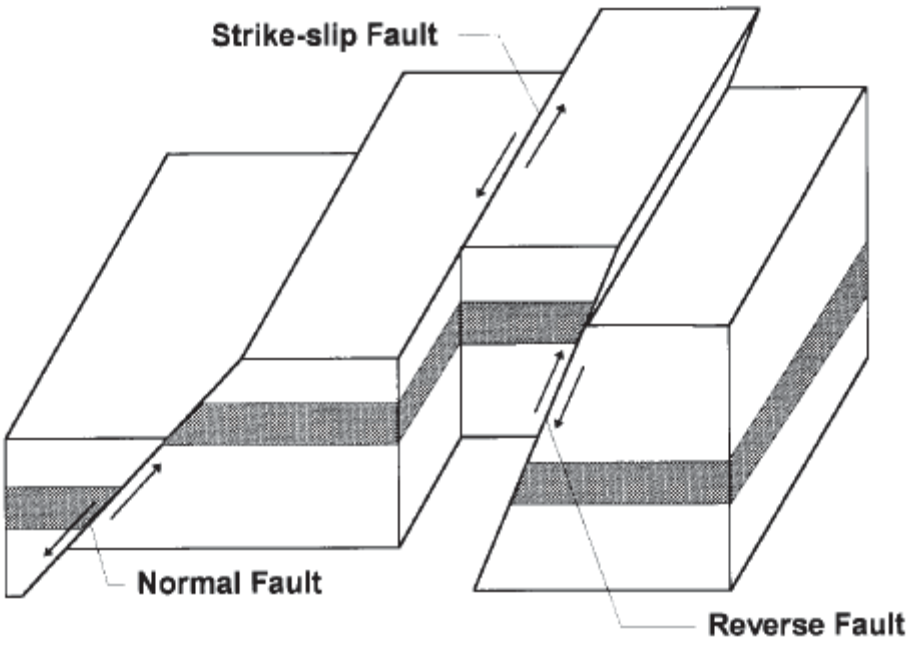


FIGURE 5.3: Fault types.

کمربند زلزله

با نگاهی به نقشه های زلزله های اتفاق افتاده به این نتیجه می رسیم که اکثر نقاط لرزه خیر روی نوارهای ممتد و پیوسته ای از سطح زمین قرار گرفته اند. به این نوارها *نوار زلزله ای یا کمربندی زلزله ای* گویند. نواحی زلزله خیز دنیا در چند نوار یا کمربند زلزله خیر 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- امریکای مرکزی- امریکای جنوبی- شبه جزیره کاماچاتکا- ژاپن- اندونزی- زلاندنو

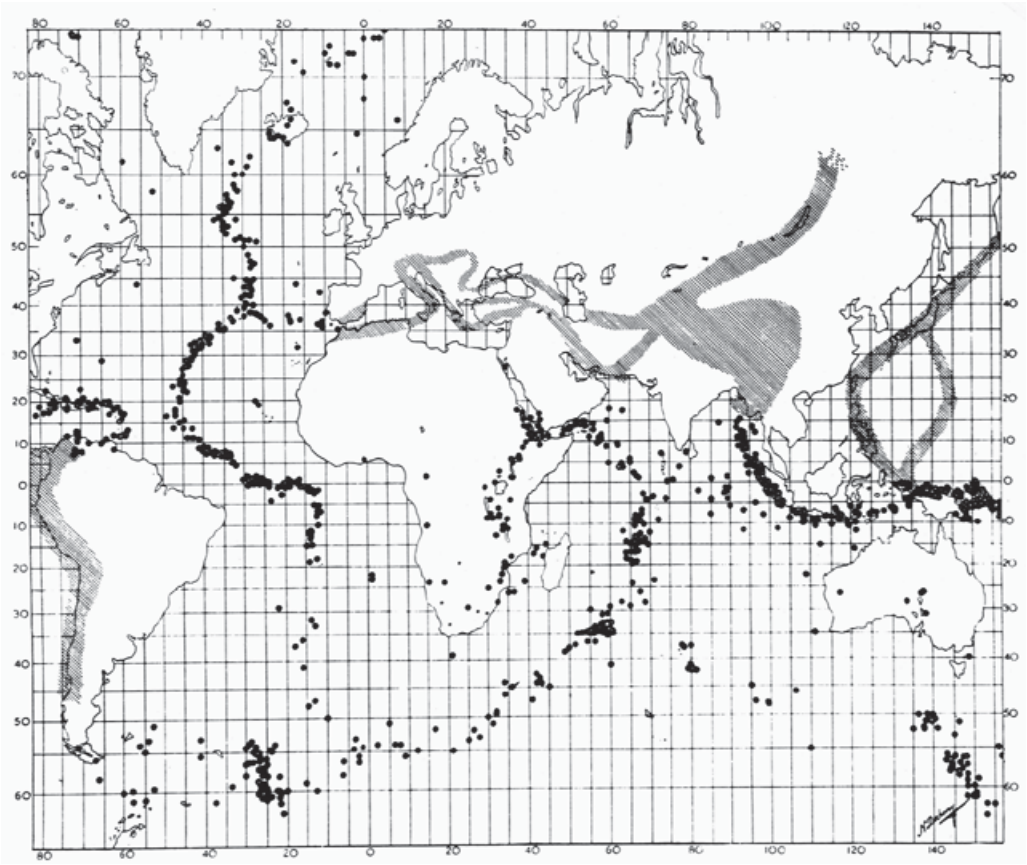
۲- *نوار آلپاید (Alpide-belt)* که از سلسله کوهها هیمالیا (Himalaya) در شرق آسیا شروع شده و پس از عبور از هند-پاکستان از ایران و ترکیه به دریای مدیترانه ختم می شود.

۳- *نوار وسط اقیانوس (Mid-Atlantic belt)* که از شمال به جنوب گسترده شده است. این نوار چون وسط اقیانوس قرار دارد از لحاظ مهندسین 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 ۱۹٤۰) البته زلزله ای با بز رگی *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 انـدریاس *(San Andreas Fault)* اسـت 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 هـای سانفرانسیـسکو *1906* – ال سـنترو *1940* و پارک فیلد *1966* در امتداد گسل سان اندپاس بوده اند. این گسل تـاکنون در حـدود ۳۰ زلزلـه بـزرگ را ایجاد کرده است.

۲- *آمریکای مرکزی و جنوبی:* نواحی مرزی این نواحی بـا اقیـانوس آرام دارای لـرزه خیـزی بـسیار بالایی است. زلزله های مخرب زیادی را این نواحی در قرن بیستم تجربه کرده اند. مکزیکوسـیتی *-1987*

1973-1957 ؛ گواتمالا *1976*؛ پرو *1970* . در پرو و شیلی گاهی زلزله های شدید بـا بزرگـی بـیش 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 ایـن کـشور و بخـصوص 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

٤- *جنوب اقیانوس آرام :*

زلاندنو (1931) 7.4 ریشتر

فیلیپین (1976)

٥- *آسیا:*

- در اطراف کوههای هیمالیا زلزله های مخربی با بزرگـی حـدود 8 ریـشتر اتفـاق افتـاده است.
- در چین گسل های بزرگی وجود دارد که باعث ایجاد زلزلـه هـای درون صـفحه 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.

۶- *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 کشورهایی 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: ورانسیا (1977) 7.5 ریشتر

ترکیه:

۷- *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

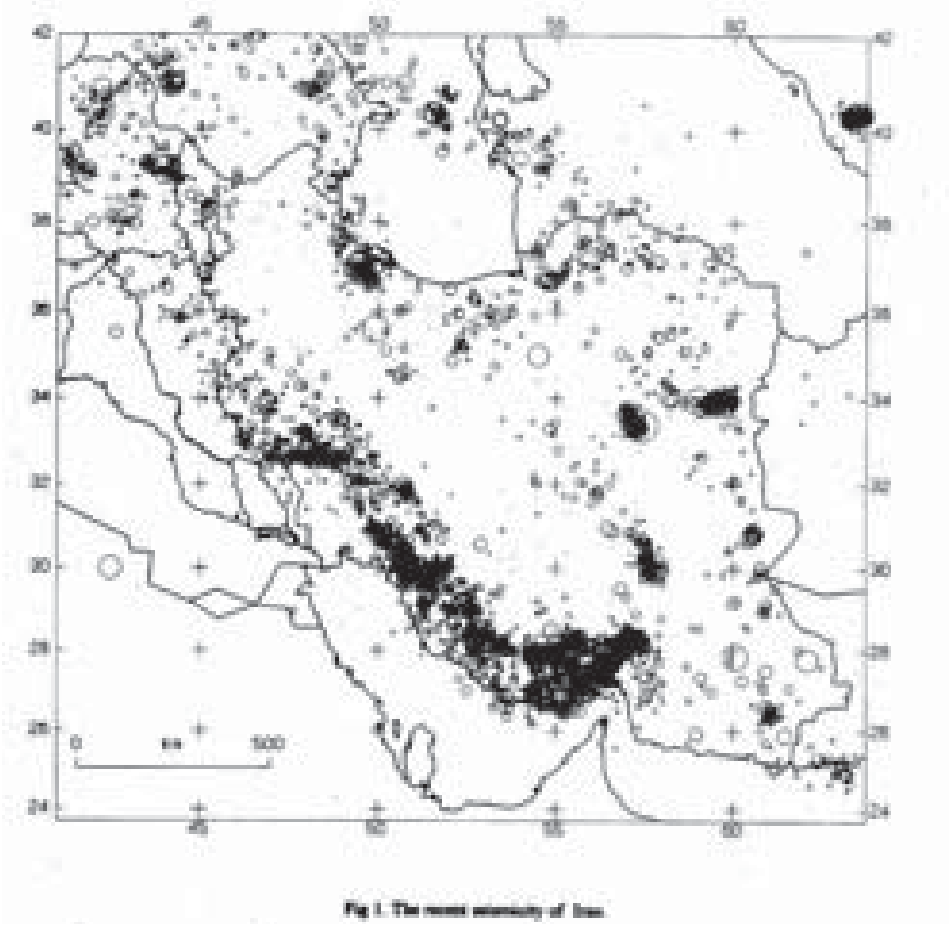
امبرسز در یک بررسی تاریخی سابقه نزدیک به شش هزار زلزله را که از دو هزار سال قبل در این سرزمین رخ داده را از منابع تاریخی ترکی- عربی- فارسی استخراج نموده و پهنه بندی لرزه خیزی ایران را ارائه کرد. در بررسی های امبرسز مشاهده گردید که مناطق فعال لرزه ای ایران در ادوار مختلف کم و بیش بر روی هم منطبق هستند.

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 (1357و 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- فارسیچ (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 معمولا 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)



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 ٦ 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)

٤- وجود گاز "رادون" در آبهای زیر زمینی

٥- وجود گاز "هلیوم" در گازهای خروجی گسل

٦- 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 تغیرات 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، اولا چون نمی دانیم چه زمانی اتفاق می افتد و ثانیا 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

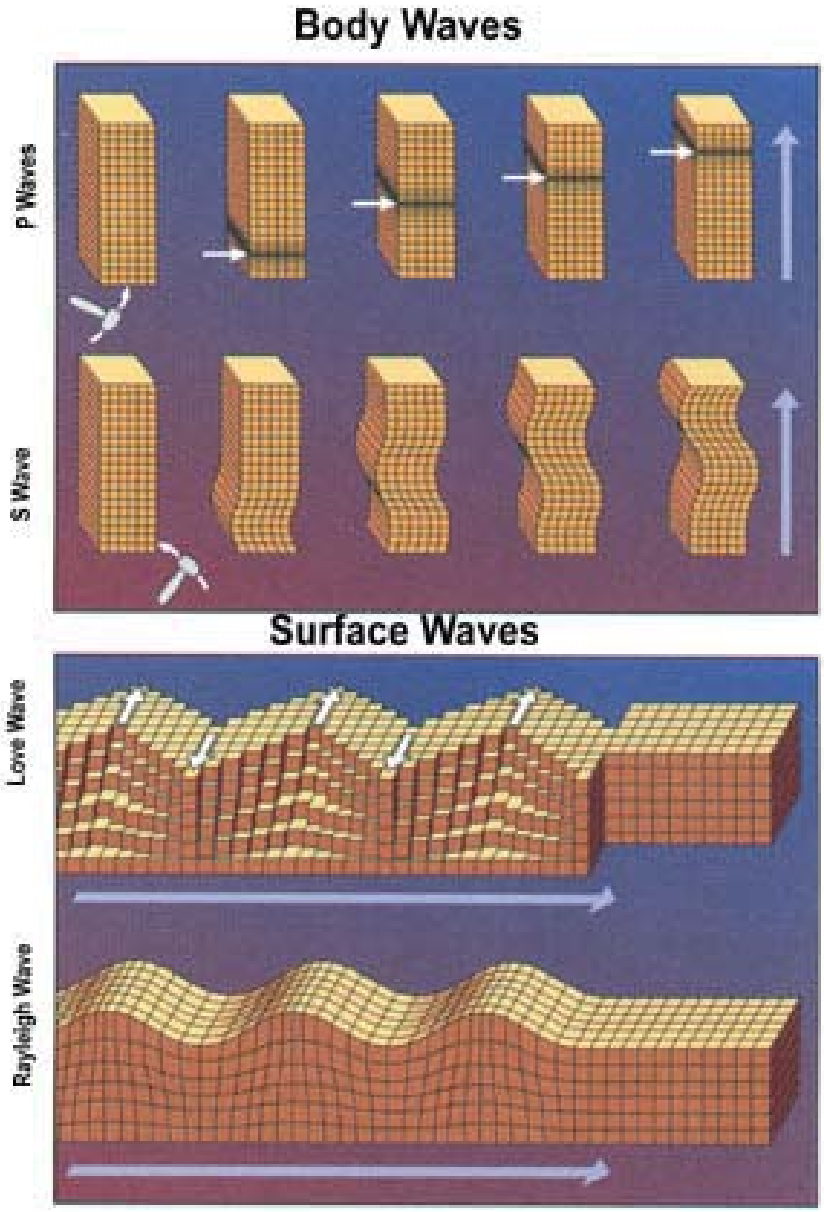
انرژی آزاد شده از کانون زلزله به صورت موج های مختلف منتشر می گردد:

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

- حجمی *(Body waves)*
  - موج طولی (یا اولیه) یا موج P *(Primary Wave)*
  - موج عرضی(یا ثانویه) یا موج S *(Secondly Wave)*
- سطحی *(Surface waves)*
  - لاو *(Love Wave)*
  - ریلی *(Raleigh Wave)*



امواج P

- طبیعت این موج مانند امواج صوتی است، بدین معنی که همچنان که پخش مـی شـوند، بـه 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 بـه سـطح زمـین مـی رسند، قسمتی از آنها ممکن است به صورت امواج صوتی به داخل اتمسفر منتشر شوند و اگـر فرکـانس این امواج در حد شنوایی گوش باشد (بزرگتر از KHz) ممکن است به وسیله حیوانـات و انـسان قابـل شنیدن باشد.
- از همه امواج دارای سرعت بالاتری است، اولین موجی که به لرزه نگـار مـی رسـد مـوج P است. اولین موجی هم که توسط دستگاه احساس می شود همین موج است. اثر آنهـا ماننـد یـک غـرش صوتی است که باعث تکان دادن و به صدا درآوردن پنجره ها می گـردد. سـرعت آن حـدود 107 برابـر 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

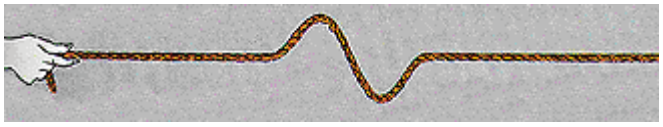
- ارتعاش این امواج عمود بر امتداد انتشار موج است (مثل حرکت طنابی که در آن یـک مـوج ایجاد می شود)
- این امواج دارای سرعت کمتری از امواج P هستند و بنابراین امـواج S چنـد ثانیـه پـس از امواج P دریافت می کنند.
- موج S باعث می گردد ذرات سنگ ها به سمت بالا و پایین مرتعش شوند، بنابراین هنگامیکه در سنگ ها انتشار 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 مـی کنـد، و چـون مایعـات قابلیت تغییر شکلهای برشی را ندارند، بنابراین موج S نمـی توانـد در قـسمت هـای مـایع زمـین ماننـد

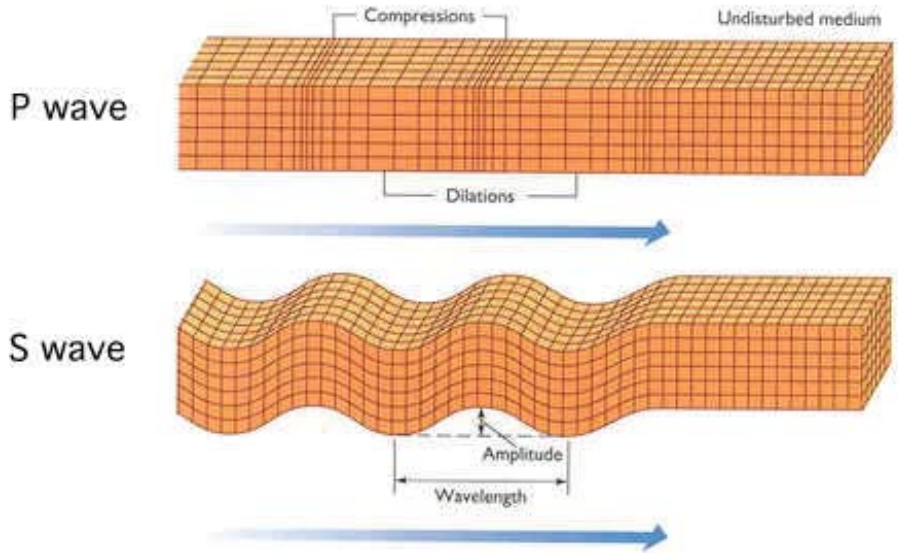
اقیانوسها عبور کند (به همین ترتیب از لایه ماسه روان که مقاومت برشی منفـرد دارد نمـی توانـد عبـور کند).

- موج S ایجاد حرکت هایی هم در جهت افق و هم در جهت قائم در سطح زمـین مـی کنـد.

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

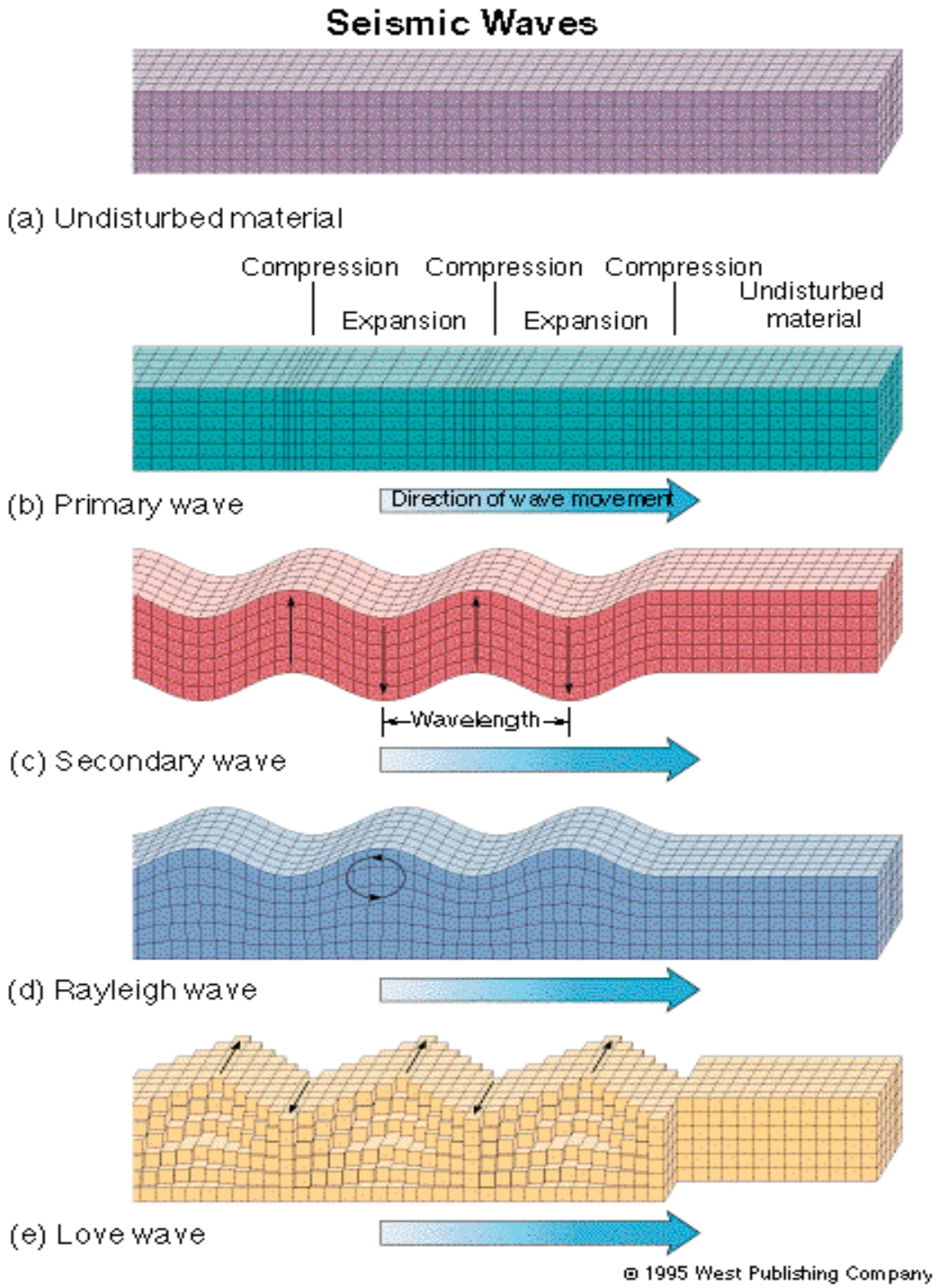
- خصوصیات اش خیلی شبیه موج S است با این تفاوت که اثر قائم ندارد.
- این موج زمین را از پهلو به پهلو در یک صفحه افقی و موازی سطح زمین به ارتعاش در می آورد. اثر ناشی از امواج لاو تکان افقی به پی ساختمان می باشد و از این رو خسارت ایجاد می کند.

- امواج سطحی کندتر از امواج حجمی است. امواج لاو سریعتر از امواج ریلی حرکت می کنند.
- امواج لاو 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

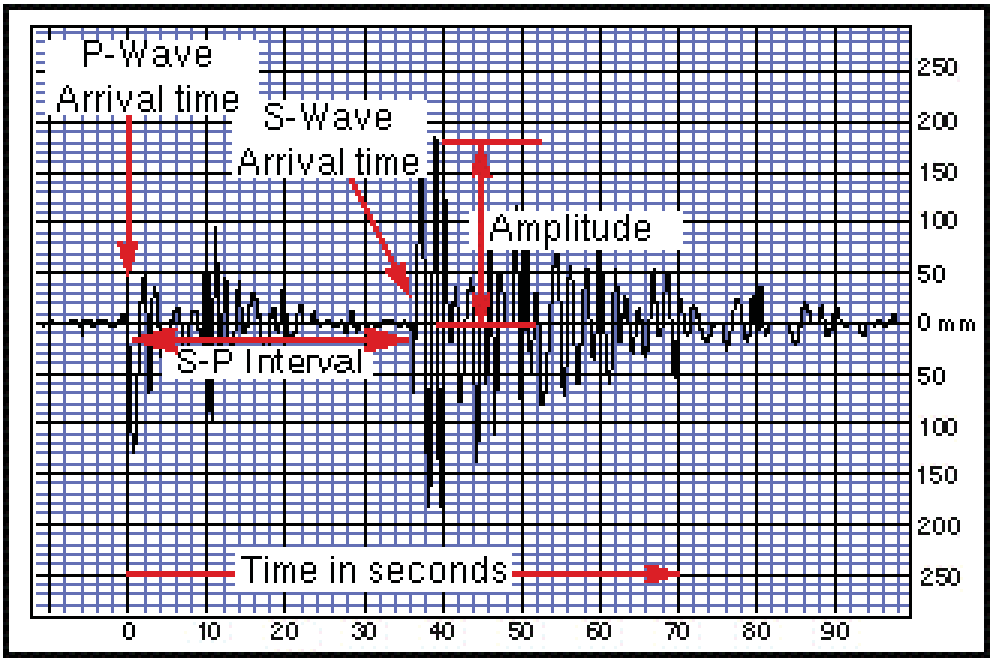
- امواج ریلی باعث حرکت دادن سنگ ها هم در جهت قائم و هم در جهت افقی در یک صفحه قائم بر امتداد انتشار امواج و فقط بر روی سطح مواد است. با عبور امواج، قطعات روی صخره ها در یک مسیر بیضی حرکت می کنند.
- امواج ریلی کندتر از امواج لاو حرکت می کنند.
- امواج ریلی به علت مولفه قائم حرکتشان می توانند در روی حجم 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
Compression
Compression
Compression
Expansion
Expansion
Undisturbed material
(b) Primary wave
Direction of wave movement
Wavelength
(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.



زمان رسیدن موج S به ایستگاه $t_s = \frac{d}{v_s}$

زمان رسیدن موج P به ایستگاه $t_p = \frac{d}{v_p}$

فاصله مرکز زلزله تا ایستگاه لرزه نگاری $t_s - t_p = \frac{d}{v_s} - \frac{d}{v_p} \rightarrow d = \frac{t_s - t_p}{\frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p}}$

سرعت امواج برشی $V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$

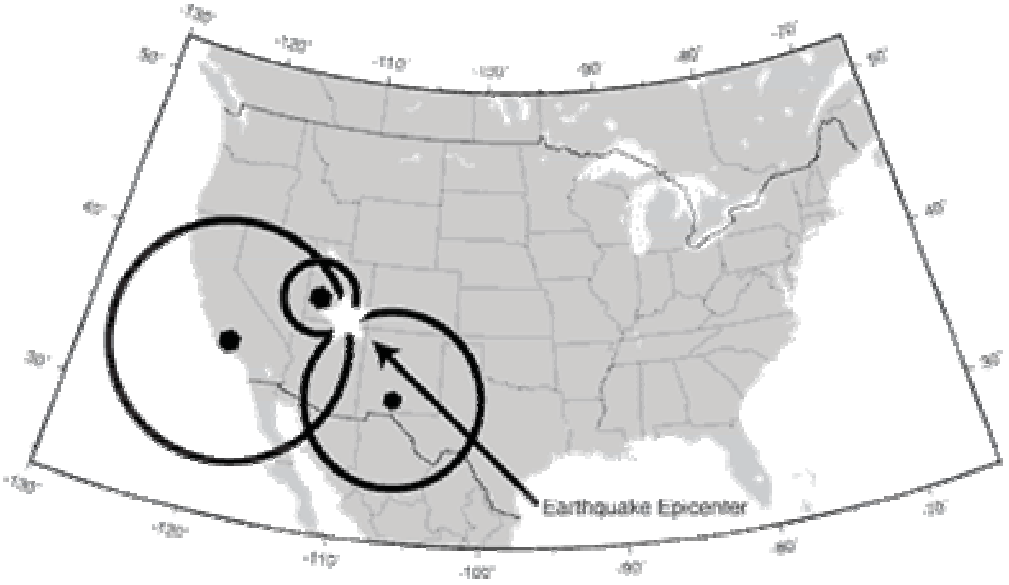
سرعت امواج P $V_P = \sqrt{\frac{\eta + 2}{\rho}}$

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

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

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 مراکزی 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 بالافاصله 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)

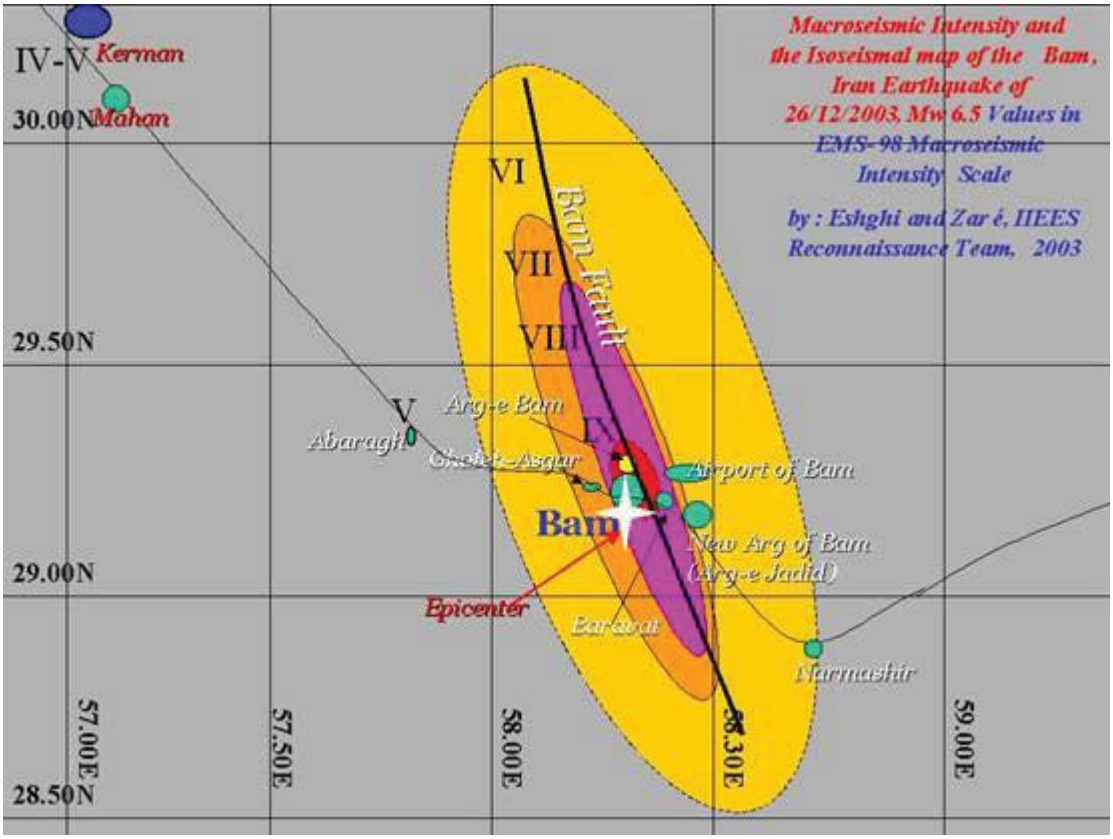
تعیین اندازه زلزله توسط پارامترهای مختلفی انجام می شود. شدت زلزله که به مقیاس مرکالی مشهور است، در سال 1904 توسط مرکالی پیشنهاد شد و بعدها اصلاح گردید و با نام مقیاس اصلاح شده مرکالی شناخته شد. این مقیاس شدت زلزله را به صورت تابعی از احساس و دریافت انسان و موجودات زنده از زلزله و نیز تاثیر بر ساختمان 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 اشیا به هوا پرتاب می شوند(بالای ۸ ریشتر).

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	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 پـر کردن جدولهایی که از پیش آماده کرده اند، به ارزیابی شدت زلزله در نقاط مختلف می پردازند. آنهـا بـا وصل کردن نقاط هم شدت خطوط هملرز را بدست می آورند.



نکته: تعیین خطوط هملرز برای شدت های بالا یا اصلا تعیین شدت هـای بـالا نیازمنـد وجـود ابنیـه مهندسی است. در مواردیکه جز ساختمانهای روستایی چیزی وجود ندارد به زحمت مـی تـوان خطـوط بالاتر از *VII* را بدست آورد.

نکته: با توجه با خطوط هملرز، مرکز زلزله را بدست می آورند. از آنجا که این محاسـبه 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 محلهای 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 هملرز 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 اندرسن 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:

$$M = Log_{10}^{A} - Log_{10}^{A_0} = Log_{10}^{A/A_0}$$

A : دامنه بیشینه لرزه نگاشت در یک ایستگاه دلخواه برای زلزله مورد نظر (میکرون)

A_0 : دامنه بیشینه لرزه نگاشت در آن ایستگاه دلخواه برای زلزله استاندارد (میکرون). این مقدار عدد استانداردی 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 پریور 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 مثلا 20^{sec} نیاز است تا بزرگی از روی سطح امواج سطحی بدست آید. این بزرگی را M_S می نامند.

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

A دامنه جابجایی پیشینه زمین در محل لرزه نگار

T پریور مربوط به جابجایی بیشینه

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 تقریبا تمامی ساختمانهای معمولی (مثلا 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.

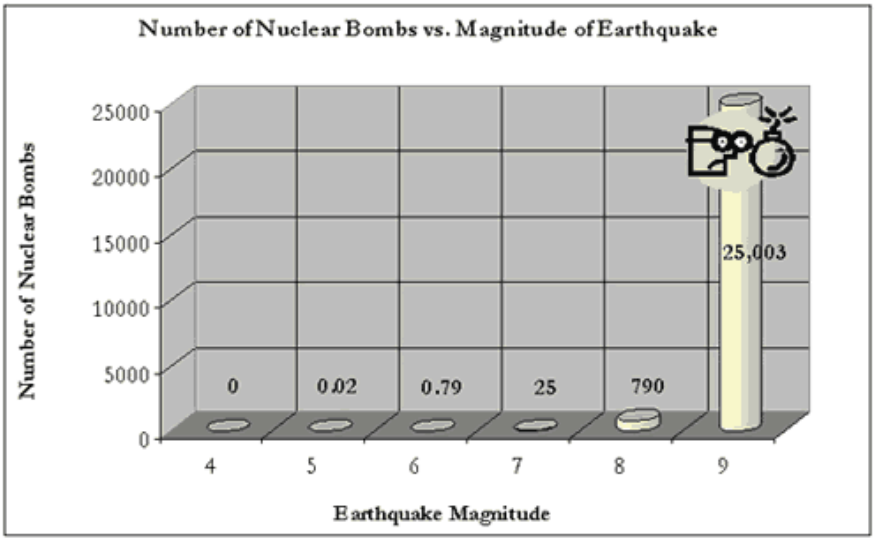
($M=Log^{A}_{10}$) بنابراین با ازدیاد یک واحد در بزرگی ریشتر، دامنه حداکثر موج اندازه گیری شده ۱۰ برابر خواهد شد. با ازدیاد دو واحد در بزرگی ریشتر، دامنه موج اندازه گیری شده، ۱۰۰ برابر خواهد شد.

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:

بزرگی زلزله $\log E = 4.8+1.5\ M$ رابطه گونتبرگ – ریشتر

در این رابطه E انرژی آزاد شده بر حسب *ارگ* (10^7 ergs=1 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 رو روابط مختلفی برای مرتبط ساختن این سه ارائه شده است.

رابطه استوا (Esteva) : $I=8.16 + 1.45\ M - 2.46\ \ln(r)$

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.

D (فاصله از مرکز برحسب km)	0 ~ 50	51 ~ 100	101 ~ 200	201 ~ 250
T_P (پریود غالب برحسب set)	*0.25*	*0.3*	*0.4*	*0.6*

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 آسیبی 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 ارئه کرد:

بزرگی زلزله (ریشتر)	شدت زلزله درمرکز (مرکالی اصلاح شده)	شعاع منطقه ای که زلزله حس می شود (km)
8	*XL*	*600*
7	*X-1X*	*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:

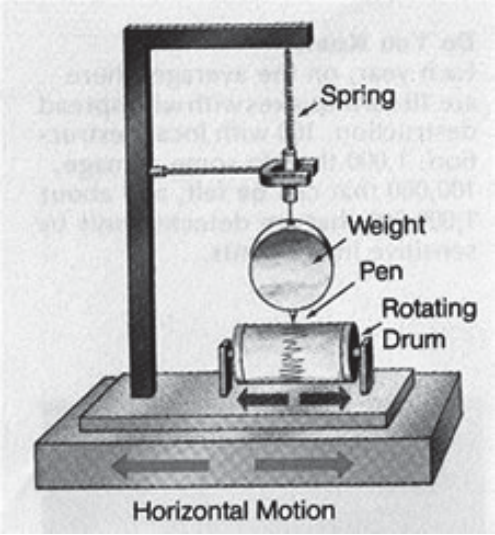
رابطه امبر سز $t=11.5\ M_S-53\ sec$

مثال $M_S=7.3$ ریشتر $\rightarrow$ $t=30.9\ sec$

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 گرددو مثلا می توان این حرکات را چند میلیون برابر کرد. علاوه بر این ثبت زلزله های دور دست بایستی از لرزه نگارها با تناوب بالا مثلا 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 ان استفاده کرد (دستگاه وود اندرسون با تناوب 0.8 sec).



نکته: بنابر 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 کاملا 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 بدرد 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 شنابنگاست 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 نیـز آسـان 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 کننـد. در حـالی که شتاب نگار به تکنسین نیازی ندارد و طوری تنظیم شده است که فقط وقتی شتاب از حـد تعیـین 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 نگاشـت اسـت و ظـاهرا 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 بـوده و موضـوع علـم جداگانه ای هستند. از آنجایی که نمی توان شتابنگاشت را با عملیات ریاضی از لرزه نگاشت بدست آورد، شبکه مجزایی از شتابنگار ها در مناطق مختلف نصب می شود و لازم است در کلیه نقاطی کـه احتمال لرزه خیزی دارند، شتابنگار نصب شده باشد. زیرا برخلاف لرزه نگار که زلزلـه را از فواصـل دور دریافت می کند، شتابنگار فقط فواصل نسبتا نزدیک را ثبت می کند.

- محتوای فرکانسی یک زلزله را نمی تـوان از لـرزه نگاشـت کـسب کـرد بلکـه فقـط از شتابنگاشت بدست آید.

- در هر ایستگاه سه دسته شتابنگار نصب می شود تا دو مولفه افقـی و یـک مولفـه قـائم شتاب زمین را ثبت کند. که به آن *شتاب نگاشت یا تاریخچه زمانی شـتاب* گوینـد. دو مولفـه افقـی شتاب زمین برای اکثر زلزله های ثبت شده تقریبا شدت یکسان دارند.

- در صورتی که شتاب نگاشت هایی کـه از ایـستگاههای مختلـف بدسـت مـی آینـد 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 انتگـرال گیـری عـددی از خـود منحنـی شـتاب 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.