زلزله

نوشته : همایون حقیقی

دکتردر بتن آرمه ومهندسی ساختمانهای مقاوم دربرابر زلزله

دانشکده فنی

سرآغاز ـ درمیان پدیده‌های مخرب طبیعی زلزله بیش از همه جلب توجه می‌کند خواه بعلت حدوث ناگهانی و غیر قابل پیش‌بینی آن و خواه از لحاظ خرابی و تلفاتی که ممکن است ببار آورد در بشر یک حس ترس توأم با زبونی از لحاظ مقابله با آن بجا گذاشته است . زلزله درمدتی کمتر از نیم دقیقه از شهر خوشبخت و مرفهی می‌تواند گورستانی بسازد .

علیرغم خواص زلزله و نحوهٔ بروز آن و با وجود نفرتیکه از آن بایدداشت معهذا زلزله بلیه طبیعی است که می‌توان نسبةً بآسانی از مصائب آن بر حذر بود طوفان و سیل ساختمانها را بهمان آسانی کشت‌زارها ویران و خراب می‌کند بهمان اندازه که مخرب هستند موجب مرگ و نابودی نفوس نیز می‌گردند درصورتیکه زلزله معمولاً بوسیله بناهای ساخته شده بدست بشر مرگ‌زا می‌گردد .

از اینرو مسئله مقابله با زلزله باحداث بناهای مقاوم در برابر آن منجر می‌گردد تکنیک جدید ساختمان با شناسائی مصالح در حال حاضر بقدری ترقی کرده‌است که می‌توان ساختمانهای مقاوم در مقابل زلزله ساخت بدون آنکه هزینهٔ ساختمان بمقدار بسیار زیادی افزایش یابد .

هرگاه بخواهیم تاریخ زلزله‌های مخرب را ورق بزنیم بدون شک بایستی ازدوران بسیار کهن و باستانی شروع کنیم گهواره قدیمی‌ترین تمدن مدونی را که بشر بیاد دارد درخاورمیانه و مدیترانه شرقی جستجو باید کرد منطقه‌ایکه بنحو قابل‌ملاحظه‌ای‌محل حدوث زلزله‌های عدیده بوده‌است از اینرو تعجب‌آور نخواهد بود اگر خاطرهٔ بزرگترین مصیبت‌های ناشی از زلزله همزمان با تاریخ تمدن در تذکره‌ها ثبت شده باشد .

قدیمیترین مصیبت تاریخی که حفاریهای باستانشناسی حقیقت آنرا روشن کرد افسانه طوفان بین‌النهرین یا طوفان نوح است که اولین تمدن بشری را در زیر رسوبی بارتفاع سه متر از گل‌ولای پوشاند این حادثه در ۴۰۰۰ سال قبل از میلاد مسیح اتفاق افتاد نوشته‌های موجود در بارهٔ طوفان بین‌النهرین

حاکی است که طوفان از سمت جنوب یعنی از سوی دریا شروع شده است وجود حیوانات کوچک دریائی در رسوب حاصله از طوفان صحت نظریه بالا را تأیید می کند بنا بر این از روی شواهد موجود طوفان نوح چیزی جز یک موج بسیار عظیم سهمناك نیست که در اثر حدوث زلزله‌ای در زیر خلیج فارس بوجود آمد و درطول دره‌ای که از مسقط شروع شده و در امتداد جبال زاگرس بسمت شمال ادامه دارد جریان یافت.

اینگونه امواج را که در اثر حدوث زلزله در زیر دریاها و اقیانوس ها ایجاد میشود سونامی Tsunami گویند که از زبان ژاپنی گرفته شده‌است.

چون بین‌النهرین مرکز زمین‌لرزه و دائماً در لرزش بود سازندگان بنا اثر زلزله را بر روی ساختمان ملحوظ می‌داشتند و بعلت کمیاب بودن سنگ بابلیها سنگ را برای مصرف در پی زیر بنای قصور خود بکار می‌بردند و آجر را که مدلول الاستیسیته‌اش از سنگ کمتر است و در مقابل زلزله عکس‌العمل ملایمتری از خود نشان میدهد برای قسمت‌های روی بنا مصرف می کردند جالب توجه آنکه سنگ‌های تراش را بنحوی کار می گذاردند که یکی در دیگری قفل و بست شده و یک اتصال Chainage پیوسته‌ای را تشکیل می‌دادند بخت‌النصر در یکی از فرمانها افتخار می کند که توجه داشت تا (پی‌ها در دل زمین عمیقاً جای گیرد و مرکز ثقل ساختمان تاآنجا که ممکن است در ارتفاع کمتری واقع شود و پی‌ها عمیقاً و کاملاً بهم متصل و یکپارچه باشند)

سه اصلی که بعد از ۲۷۰۰ سال جزو آئین‌نامه زمین‌لرزه بسیاری از کشورها و منجمله آئین‌نامه زمین‌لرزه فرانسه قرار گرفته است.

همکاری و کوشش مشترك زمین‌شناسان و باستان‌شناسان باین نتیجه منتهی گردید که زلزله‌های تاریخی دیگری نیز در خاورمیانه روی داده است که موجب از بین رفتن دو شهر تاریخی سدوم و کمره در ۱۹۰۰ سال قبل از میلاد مسیح و همچنین پیدایش قسمت کم‌عمق بحرالمیت گردیده‌است.

در اقصی نقطه تمدن قدیم چینیها نیز با زلزله و خطرآن آشنا بودند. دریانوردی بنام چوکو Cho - Ko در سال ۱۳۲ قبل از میلاد دستگاهی ساخت که یک نمونه از آن بدست آمده است و آنرا باید قدیمیترین زلزله‌سنج دنیا دانست این دستگاه عبارتست از یک میله برنزی که در روی میله بسیار باریکی قرار دارد و هر جهتی که تیغه در اثر حدوث زلزله قرار گیرد معرف جهت مرکز (Epicentre) زلزله است.

خطر زلزله درچین قابل توجه است. زلزله‌ایکه بیش از همه مرگبار بوده است در شهر شن‌سی Chen - Si در سال ۱۵۵۶ رخ داد. تلفات این زلزله بالغ بر ۸۳۰۰۰۰ نفر بود. در حدود یک قرن بعد یعنی در سال ۱۶۶۴ نوبت خرابشدن به پکن رسید زلزله در این شهر ۳۰۰۰۰ نفر قربانی گرفت تلفاتیکه غیر از زلزله ۱۷۳۷ کلکته هیچ زلزله‌ای تا بامروز بآن پایه نبوده‌است. زلزله کن سو Kon-Sou در چین ۱۸۰۰۰۰ نفر و زلزله توکیو در سال ۱۹۲۳ متجاوز از ۱۴۱۰۰۰ نفر تلفات ببار آورد.

در سال ۱۷۱۶ در الجزیره زلزله‌ای رویداد که در حدود ۲۰۰۰۰ نفر تلفات داد. این زلزله ازاین نظر قابل توجه است که موجب شد تا پایه اولین آئین‌نامه ایمنی ساختمانها در مقابل زلزله گذارده شود.

حاکم الجزایر طی فرمانی اعلام داشت که ساختمانها بایستی بیکدیگر متصل باشند تا هریک برای دیگری

در مقابل لرزش‌های زمین در حکم تکیه گاهی باشد و بعلاوه در فرمان قید گردید که تیرهای سقف بایستی تا میزان معینی از دیوار خارج گردد تا احیاناً حرکت دیوار بسمت خارج در اثر لرزش زمین موجب جداشدن تیرها از دیوار و خرابشدن سقف نگردد.

شدیدترین زلزله‌ایکه بشر بیاد دارد زلزله‌سال ۱۷۵۵ لیسبون است. گرچه این زلزله ازنظر تلفات بپای زلزله‌شن‌سی Chen-Si نمیرسد ولی‌موجب‌لرزش نیمکره زمین گردید. بزرگی آنرا معادل ۹ برآورد کرده‌اند. باید یادآور شد این اندازه گیری فرضی و از روی قرائن میباشد زیرا اولین دستگاه زلزله نگار در اواخر قرن نوزدهم ساخته شد و مورد استفاده قرار گرفت.

سال ۱۹۰۶ در تاریخ زلزله قابل توجه است. در این سال دستگاههای زلزله نگار متوالیاً حدوث زلزله‌های‌بزرگ‌را یکی بعداز دیگری ثبت کرده‌اند. زلزله کلمبیا با بزرگی ۸٫۶ و زلزله کالیفرنیا که‌موجب خرابی سانفرانسیسکو گردید با بزرگی ۸٫۲۵ و زلزله شیلی با ۸٫۶ و دو زلزله دیگر ببزرگی ۸ یکی در الئوسین Aléoutiennes و دیگری‌در گینه جدید روی‌دادانرژی آزادشده در اثر حدوث زلزله در سال فوق‌الذکر ۵ تا ۶ برابر متوسط انرژی حاصله از حدوث زلزله در هر سال بوده‌است.

برای آنکه ایده‌ای از انرژی آزاد شده در اثر حدوث زلزله داشته‌باشیم یادآور میشود که انرژی آزاد شده در اثر زلزله‌ای به بزرگی ۸ تقریباً ۳۴۰۰ برابر و انرژی آزاد شده ناشی از زلزله‌ای به‌بزرگی ۸٫۶ تقریباً ۲۷۰۰۰ برابر انرژی آزاد شده در اثر زلزله‌سال ۱۹۶۰ اقادیر است بزرگی زلزله اقادیر مساوی ۷٫۵ بوده‌است. زلزله‌ایکه در سال ۱۸۹۷ در آسام علیا واقع در هیمالیا رویداد بزرگیش معادل ۸٫۶ برآورد گردید و سطحی از کره‌زمین بوسعت ۳۰۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع را لرزاند این سطح از دوبرابر مساحت ایران اندکی کمتر است.

بفهرست فوق‌الذکر زلزله سال ۱۹۶۰ شیلی به بزرگی ۸٫۷۵ را باید اضافه کرد. در اینجا یادآور میشویم از تاریخیکه مطالعه علمی زلزله آغاز شده‌است این بزرگترین زلزله‌ایست که بشر بیاد دارد.

زلزله ۱۳۴۱ بوئین‌زهرا به بزرگی ۷٫۵ و زلزله اخیر خراسان به بزرگی ۷٫۸ از جمله زلزله‌های بزرگ و مرگبار بشمار میروند.

برحسب آمار منتشره‌ازطرف یونسکودرفاصله‌سالهای ۱۹۲۶-۱۹۵۰ زلزله بالغ بر ۱۰۰۰۰۰۰۰۰ دلار خسارت و ۳۵۰۰۰۰ نفر تلفات ببار آورده‌است.

با اختراع اولین دستگاه زلزله نگار افقی میلن Milne درسال ۱۸۸۰ مطالعه لرزشهای زمین وارد مرحله نوین گردید و از آن تاریخ تاکنون سیسموگراف یا دستگاه زلزله‌نگار مرتباً مراحل تکامل را طی می کند. زلزله‌نگار با پاندول‌معلق Wiecher (۱۹۰۰) زلزله‌نگار الکترومانیتیک Galirzine (Electromagnetic) (۱۹۱۱) زلزله‌نگار پیچشی Wood و Ander son (۱۹۲۲) و زلزله‌نگار باتغییر شکل زمین Benioff (۱۹۳۲) اختراع گردید درعین‌حال مسئله مبادله‌اطلاعات بین ایستگاههای مختلف زلزله‌نگاری خود موجب‌تکامل و پیشرفت علم «زلزله‌شناسی» گردید.

ویرانشدن سانفرانسیسکو در اثر زلزله ۱۹۰۶ اولین سؤال درباره مقاومت ساختمان در مقابل زلزله را در برابر مهندسان ساختمان قرار داد در سال ۱۹۱۵ پرفسور ژاپنی بنام ریکی سانو Riki-Sano ضریب زلزله را عنوان کرد و پرفسور Naito همکار پرفسور نامبرده که خود فعلاً کارشناس مشهوری است درسال ۱۹۲۰ اولین ساختمان‌را با در نظرگرفتن و محاسبه انرژی وارد بآن ناشی از حدوث زلزله را ساخت و زلزله ۱۹۲۳ توکیو خسارتی بآن وارد نساخت.

آئین‌نامه‌های ایمنی ساختمان‌در مقابل زلزله درمدت‌نسبةً طولانی از افکار این دو پرفسور ژاپنی الهام گرفت. اخیراً کاشناسان‌متوجه شدند که‌اثر دینامیک ناشی‌ازلرزش زمین‌در روش بالا منظور نشده‌است. پیدایش شتاب سنج برای لرزشهای شدید در اتازونی (۱۹۲۳) و برقراری شبکه ایستگاههای زلزله مجهز بدستگاههای شتاب‌سنج نیز موجب‌شد تا نظریه فوق تأیید گردد در آئین‌نامه‌های‌زلزله اتحادجماهیر شوروی (۱۹۵۹) و اتازونی S.E.A.C (۱۹۶۰) و فرانسه (۱۹۶۵) اثر دینامیک انرژی وارده بساختمانها ناشی از لزرش زمین منظور شده‌است.

زلزله‌شناسی‌یا سیسمولوژی از دوکلمه یونانی Seismos بمعنی زلزله و Logy بمعنی دانش تشکیل شده‌است بنابر این مطالعه علمی زلزله را زلزله‌شناسی یا Seismology نامند.

برحسب تعریف لرزش و یا تکان ناگهانی قسمتی‌از پوسته زمینی در اثر نیروهای موجود در زمین را زلزله گویند. درنتیجه چنین تکانی امواج زلزله در تمام جهات پخش و درسطح زمین منتشر میشوند و چون بما رسند آنرا مانند یک‌سری‌لرزش حس‌می‌کنیم. مجموعه‌این لرزش‌ها را در اصطلاح زلزله‌می‌نامیم‌لرزشهای خفیف زمین یا میکروسیسم (Micro Seisme) با زلزله فرق داشته و عبارتند از لرزشهای بسیار خفیفی که در زمین بعلل مختلف و از جمله در اثر تغییرات شرائط جوی و یا بطور مصنوعی مانند حرکت وسائط نقلیه سنگین حاصل میشود.

زلزله برحسب اثری که بر روی حواس ما می‌تواند بگذارد بسه‌دسته تقسیم میشود.

الف ـ زلزله‌های خفیف که اثری بر روی حواس بشر نداشته و فقط بوسیله دستگاههای ثبت‌زلزله بوقوع آن می‌توان پی‌برد.

ب ـ زلزله با لرزشی کم‌وبیش شدید که قابل‌درك و احساس است. احیاناً موجب خرابی و وحشت و تلفات جانی نیز می‌گردد.

ج ـ زلزله‌هائیکه در اثر اصوات حاصله ناشی از لرزش زمین درنزدیکی مرکز زلزله بصورت غرش سهمگین در مدت لرزش تظاهر می‌نماید.

از نظر علمی زلزله بدو دسته اساسی تقسیم میشود :

دسته‌اول ـ زلزله‌هائی هستند که در نزدیکی کوههای آتش‌فشان روی میدهند و معمولاً از نوع زلزله‌های خفیف ویا متوسط می‌باشند.

دسته دوم ـ زلزله هائی هستند که در اثر حرکات تغییر شکلهای پوسته زمین بوجود میآیند و ممکن است خفیف و متوسط و یا شدید باشند.

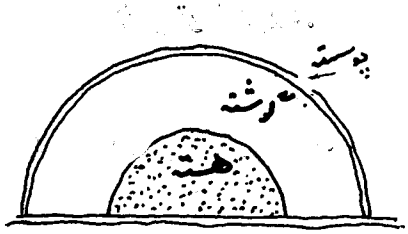
علمی که درباره حرکات و تغییر شکلهای پوسته زمین صحبت می کند Tectonic نامند و وظیفهٔ اصلی آن مطالعه ساختمان و شکل پوسته زمین و تغییرات آن و کوشش در تعیین و برقراری اصولی است که برطبق آن حرکات و تغییر شکها صورت می‌پذیرد. ازاینرو برای مطالعه زلزله و علل حدوث آن شناسائی ساختمان زمین ضروری است.

دانش بشر درباره فضا در حال حاضر بمراتب بیشتر از اطلاعاتش درباره زمین است با اطمینان می توان پیش بینی کرد بزودی نمونه هائی از سنگ های کره ماه بزمین آورده شود و مورد آزمایش قرار گیرد درحالیکه نمی‌توان گفت چه موقع بشر قادر خواهد بود نمونه هائی از درون زمین مثلاً از عمق ۲۰ کیلومتر بدست آورده و مورد آزمایش قرار دهد. جای تأسف است که دانش بشر درمورد ساختمان درونی زمین بموازات سایر علوم پیشرفت نکرده است کیفیت و شرایط مواد درونی زمین مجهول می‌باشد. برطبق محاسبات بعمل آمده فشار در ثلث هسته مرکزی در حدود یک میلیون آتمسفر و در نزدیکی مرکز زمین ۳٫۵ میلیون آتمسفر بر آورده شده است.

همچنین هرچه بقسمت درونی زمین نزدیک شویم بر درجه حرارت افزوده میشود در قسمت فوقانی پوسته زمین بطوریکه در معادن عمیق اندازه گیری شده است بازای هر سی‌متر عمق یک درجه سانتی گراد بر درجه حرارت زمین افزوده میشود با این همه اطلاعی دقیق و صحیح از چگونگی تغییر درجه حرارت در قسمت های درونی زمین نداریم.

کره زمین از سه قسمت هسته مرکزی Core گوشته Mantel و پوسته Crust تشکیل شده است. هسته مرکزی شعاعش در حدود ۳۴۷۱ کیلومتر و گوشته که هسته را در بر گرفته است در حدود ۲۸۶۷ کیلومتر و بالاخره پوسته زمین در حدود ۳۳ کیلومتر و یا بعبارت بهتر از ۲۰ تا ۷۰ کیلومتر ضخامتش تغییرمیکند.

تقسیمات سه گانه فوق بوسیله زمین‌شناسان از روی مطالعه مسیر و سرعت انتشار امواج زلزله بعمل آمده است.



شکل ۱ ـ ساختمان پوسته زمین

هرگاه زلزله‌ای در نقطه دور دستی روی دهد دستگاههای زلزله‌نگار لرزشهائی برروی نوار دستگاه ثبت میکنند که از آن میان سه نوع موج را میتوان تشخیص داد.

امواج طولی ـ که همانند امواج صوتی در محیط های جامد و مایع و گازی انتشار مییابند.

امواج عرضی ـ که فقط در محیط جامد منتشر میشوند.

امواج سطحی ـ که درمرز و یا بعبارت دیگر فیمابین محیط های جامد و مایع و گاز منتشر میشوند و شدت آنها با افزایش عمق بسرعت کاهش مییابد.

سرعت امواج زلزله در زمین با ازدیاد عمق افزایش مییابد . سرعت امواج در درون زمین در دو محل بنحو قابل ملاحظه و مشخصی تغییر میکند . اولین تغییر سرعت درعمق ۳۳ کیلومتری سطح زمین روی میدهد که آنرا بنام زمین شناس معروف یوگوسلاوی موهورو ویسیچ Mohorovicicv انفصال موهو Moho مینامند . در این عمق سرعت امواج طولی از ۶٫۳ به ۷٫۸ کیلومتر در ثانیه و امواج عرضی از ۳٫۷ به ٤٫٤ کیلومتر درثانیه افزایش میابد . انفصال موهو در قسمت تحتانی پوسته و قسمت فوقانی گوشته زمین قرار دارد . دومین نقطه تغییر سرعت امواج زلزله درعمق ۲۹۰۰ کیلومتری سطح زمین واقع است دراین عمق سرعت امواج طولی از ۱۳٫۶ به ۸/۱ کیلو متر در ثانیه تنزل مییابد و امواج عرضی از این عمق پائین تر نمیتوانند منتشر شوند . چنین تصور میشود که این بریدگی منحنی سرعت امواج، نمایش موقعیت و محل سطح هسته مرکزی زمین و در عین حال قسمت تحتانی گوشته باشد .

ازآنجائیکه از سوئی بوسیله سختی سنگ‌ها سرعت امواج زلزله را میتوان تعیین کرد وازسوی دیگر سرعت امواج در اعماق مختلف زمین از روی منحنی‌های امواج زلزله میتواند محاسبه شود لذا میتوان نوع سنگ‌هائیکه قسمت درونی زمین را تشکیل میدهد حدس زد .

در قسمت اعظم گوشته زمین سرعت امواج زلزله بقدری زیاداست که فقط سنگ‌های بسیار متراکم از قبیل دونیت Dunite و پیروکسنیت Pyroxenite میتواند واجد این شرط باشد . ازاینرو چنین فرض میشود که قسمت گوشته زمین جامد و سخت و از نوع سنگهای مافوق بازیک Ultrabasic تشکیل شده‌است .

در مورد هسته زمین بطوریکه فوقاً بیان گردید حرارتش تا معلوم بوده و از سوی دیگر فشار بقدری زیاداست که نمیتوان در آزمایشگاه آنرا بوجود آورد از اینرو بعضی از محققین ترجیح میدهند کلمات «جامد» و یا «مذاب» را برای بیان چگونگی مواد تشکیل دهنده هسته زمین بکار نبرند .

چون کانون زلزله‌های مخرب در پوسته زمین قرار دارد لذا ساختمان پوسته زمین را با تفصیل نسبتاً بیشتری مورد مطالعه قرار میدهیم:

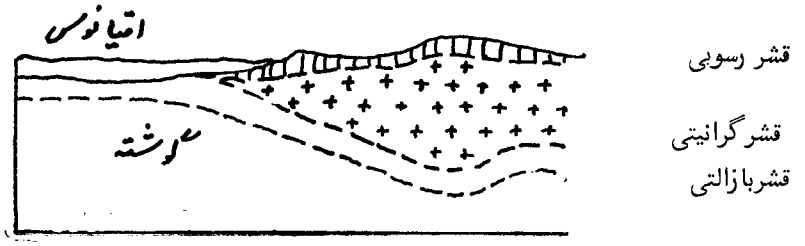
ضخامت پوسته زمین در امریکا و اروپا و قسمت اعظم اقیانوسها با استفاده از روش خاصی بنام Deep Seismic Sounding تعیین شده‌است که در زیر بذکر نتیجه این اندازه‌گیریها میپردازیم .

دو نوع پوسته زمین یکی پوسته زمین در قسمت خشکیها ودیگری پوسته زمین درزیراقیانوسها کاملاً متمایز ازیکدیگر تشخیص داده میشود . ضخامت پوسته زمین در قاره‌ها بین ۲۰ تا ۷۰ کیلومتر و درزیراقیانوسها بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتربا در نظرگرفتن آب اقیانوسها که عمق متوسط آن ۵ کیلومتراست تغییر میکند .

پوسته زمین در قسمت خشکیها از دو قشر تشکیل میشود . سرعت انتشار امواج زلزله در طبقه زیرین ۶٫۵ کیلومتر در ثانیه و در قشر فوقانی ۵٫۵ کیلومتر در ثانیه است . سرعت اولی با سرعت امواج زلزله در سنگهای بازالتی و سرعت دومی با سرعت امواج زلزله در سنگهای گرانیتی برابر است . از اینرو قشر فوقانی گرانیتی و قشر تحتانی بازالتی نامیده میشود .

پوسته زمین در زیر اقیانوسها و در زیر بعضی‌از دریاها فقط از یک طبقه بازالتی تشکیل شده‌است

و ضخامت آن بطوریکه فوقاً بیان گردید از ۵ تا ۱۰ کیلومتر در قسمت‌های مختلف تغییر میکند . پوسته زمین در زیر دریای سیاه و درقسمت جنوبی ودریای خزر (سواحل ایران) و دریای ژاپن همانند زیر اقیانوسها ازیک قشر بازالتی تشکیل شده‌است .



شکل ۲ ـ شمای تغییر پوسته زمین از خشکیها به اقیانوسها

در بسیاری از سواحل اقیانوسها چگونگی تغییر پوسته زمین از نوع خشکیها بنوع اقیانوسها مورد مطالعه قرارگرفته‌است و باین نتیجه رسیده‌اند که در سواحل اقیانوسها پوسته زمین نازك شده و ضخامت قشر گرانیتی صفر میگرددو انفصال موهو بسمت سطح زمین و بسوی کف اقیانوسها میل میکند .

ضخامت پوسته زمین در قسمت خشگیها و در دشت‌ها و کوهستانها فرق میکند . هر اندازه ساختمان زمین جوانتر باشد ضخامت پوسته بیشتر خواهد بود و بالعکس . ضخامت پوسته زمین در قسمت‌های جوان کوههای الپ زیادتر از سایر قسمتها و بین ۵۰ تا ۶۰ کیلومتر و حتی بیشتر است . ضخامت پوسته زمین در شمال پامیر و کوههای قفقاز بین ۶۰ تا ۷۰ کیلومتر است . درصورتیکه ضخامت زمین در چین خورد گیهای هرسینین Hercynian که بعداً بصورت epi - Hercynian درآمده‌است در حدود ۴۰ کیلومتر و در قسمت‌های قدیمتر مانند Epi-caldonians , Epi-Precamberians از ۳۰ کیلومتر تجاوز نمیکند .

نسبت بین ضخامت قشر بازالتی و گرانیتی در نقاط مختلف زمین مساوی نیست . هرچه ساختمان زمین جوانتر باشد قشر گرانیتی ضخیمتر است و بالعکس . مثلاً در قسمت پامیر شمالی ضخامت قشر بازالتی ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر و ضخامت قشر گرانیتی ۳۰-۳۵ کیلومتر است و در کوهستانهای قفقاز ضخامت قشر بازالتی ۱۶ کیلومتر و ضخامت قشر گرانیتی ۳۷ تا ۴۶ کیلومتراست . در قسمت Epi - Hercynian ضخامت قشر بازالتی قدری بیشتر از قشر گرانیتی‌است مثلاً درکوههای تین ـ شان جنوبی South Tien shan ضخامت قشر بازالتی ۲۵ تا ۳۰ کیلومتر و قشر گرانیتی ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر است .

نظمی که از این نظر در تغییرات پوسته زمین وجود دارد بسیار جالب بوده و برای تعیین نوع ساختمان آن مفید است . هر اندازه ساختمان زمین قدیمی‌تر باشد ضخامت قشر بازالتی آن بیشتراست .

علل حدوث زلزله : نظریه‌های مختلفی در باره علت یا علل وقوع زلزله وجود دارد . اما اغلب انطباق این نظریه‌ها با زلزله رویداده‌ای مشکل است باین‌معنی که در موردی یکی از نظریه‌ها صادق است و درمورد دیگر نظریه دیگری صدق میکند و بالاخره درحالت سوم جمع دو یا چندنظریه بیشتر رضایتبخش است .

بهرحال در موردی ممکن است نیروی Orogenic یا نیروی بوجود آورنده کوهها و درحالت دیگر نیروی Epeirogenic یا نیروی بوجودآورنده خشگیها علت وقوع زلزله باشد . بنا به نظریه‌ای حرکت مواد مذاب داخل زمین را هم میتوان یکی از علل حدوث زلزله بشمار آورد . بهرصورت علت وقوع زلزله هرچه باشد تردیدی نیست که وجود حرارت داخلی زمین یک عامل اساسی حدوث آن بشمار میرود .

نظریه‌های متعددی را شاید بتوان بعنوان علل اصلی حدوث زلزله پذیرفت . ولی قبل از آنکه یک یا چند عامل بتواند موجب انتشار امواج زلزله گردد . حرکات پوسته زمین وارد عمل میگردد بعبارت دیگر نیروی مؤثریکه علت اصلی زلزله محسوب میگردد قبل‌از همه پوسته‌زمین را که درحال تعادل است متأثر میکند و حرکت ناگهانی پوسته است که موجب انتشار امواج میگردد .

۱ ـ نظریه انقباض پوسته زمین Contractional Theory: نظریه‌ایکه بر اساس‌آن در اثر سرد شدن و جمع شدن پوسته زمین کوهها بوجود آمده‌اند مدت مدیدی است که ازطرف زمین‌شناسان عنوان شده است . بطوریکه میدانیم حرارت سطح زمین بسیار ناچیزاست . از آنجائیکه حرارت داخلی زمین بسمت سطح زمین منتقل و سپس درفضا از طریق تشعشع پخش میگردد . بفرض اینکه حرارت‌پوسته زمین‌ومواد تشکیل‌دهنده آن ثابت بمانند بازهم بایستی افزایش عمق باکاهش تدریجی حرارت و انقباض مواد توأم باشد . بمرور زمان فضای خالی در زیر پوسته زمین تشکیل خواهد شد و این فضای خالی در اثر فشار وارده از قسمت فوقانی نشت کرده و موجب ایجاد فرورفتگیهائی در سطح زمین خواهد شد . نیروئیکه در اینجا اثر میکند همانند نیروئی است که در طاق اجری از طرفین اثر کرده و مانع سقوط اجرهای طاق میگردد .

در مورد زمین نیز چنین نیروی جانبی از طرفین فضای خالی اثر کرده و سبب بالاآمدن سطح زمین و ایجاد کوهها میگردد . این نیرو یا فشار جانبی‌را در نظریه انقباض پوسته زمین نیروی Orogenic یا نیروی بوجود آورنده کوهها نامند . ولی از زمانیکه بوجود مواد رادیواکتیو پی برده شد معلوم گردید که نظریه تشعشعات حرارتی به‌تنهائی برای بیان انقباض پوسته‌زمین کافی‌نیست . در حقیقت از زمانیکه نظریه تشعشع حرارت بوسیله مواد رادیو اکتیو اعلام گردید این سؤال مطرح شده است آیا پوسته زمین بعوض جمع شدن نباید منبسط شود ؟

اشکال اصلی نظریه فوق در این‌است که طبق‌نظریه بالا کوهها در اثر انقباض پوسته زمین بوجود آمده‌اند و هرگاه کوهها گسترش یابند در بعضی موارد مساحتی بیش از هفت برابر سطحی که در روی آن قرارگرفته‌اند اشغال خواهند کرد . اینها مسائلی هستند که با نظریه منقبض‌شدن سطح زمین مغایرت‌دارند .

۲ ـ نظریه انتشار حرارت بوسیله موارد رادیواکتیو : مواد رادیو اکتیو از قبیل رادیوم و ارانیوم و توریوم دارای این خاصیت هستند که ازطریق پخش اشعه حرارت از خود ساطع میکنند . مثلاً یک گرم اورانیوم و یک گرم توریوم به‌ترتیب در هر ثانیه از خود ۲۵×۱۰^{-۹} و $۶/۸ \times ۱۰^{-۹}$ کالری حرارت پخش میکند . این مواد در هنگام پخش حرارت شکسته شده و خود بمواد دیگری بدل میشوند مثلاً پنج درصد

اورانیوم پس از طی مراحل مختلف تجزیه که ۳۷۰ ملیون سال بطول میانجامد به هلیوم وسرب بدل میشود و یک گرم اورانیوم ۰٫۸۶۰۳ گرم سرب و ۰٫۱۳۴۰ گرم هلیوم میدهد . از اینرولرد Rayleigh معتقد است هرگاه مقدار مواد رادیواکتیو در قسمت‌های درونی زمین باآنچه در سطح زمین یافت میشود برابر باشد مقدار حرارتیکه در درون زمین از تشعشعات مواد رادیو اکتیو جمع میشود بیشتر از آن مقداری خواهد بود که در سطح زمین در اثر تشعشع از دست میدهد هرگاه در عمق ۱۶ کیلومتری این مقدار مساوی با سطح زمین باشد در نتیجه افزایش درجه حرارت مواد با تشعشع حرارتی سطح زمین معادل خواهد بود . عده‌ای عمق لازم برای برابری تعادل حرارتی را مساوی ۳۰ کیلومتر محاسبه کرده‌اند . بهرحال مسئله افزایش یا کاهش حرارت زمین موضوع یک بحث پایان ناپذیر است .

هولم Holmes و جفری Jeffreys معتقدند هر شرطی که در زمانهای مختلف زمین‌شناسی درنظر گرفته شود کاهش حرارت در حال حاضر بیش از افزایش آن است .

از آنجائیکه مواد رادیواکتیو در قشر گرانیتی بیشتر است و ازطرفی بطوریکه دیدیم طبقات تشکیل دهنده خشکیها با طبقات تشکیل دهنده اقیانوسها فرق میکند لذا نیروی بوجودآورنده خشکیها یا Epeirogenic از این اختلاف سرچشمه میگیرد . خستگی که در نتیجه اختلاف درجه حرارت در قسمتی از قشر زمین بوجود میآید بصورت کم و بیش ناگهانی با حدوث زلزله از بین خواهد رفت و بعبارت دیگر زلزله در اثر فعالیت نیروی Epeirogenic ناشی از فعالیت مواد رادیو اکتیو زمین ممکن است حادث شود .

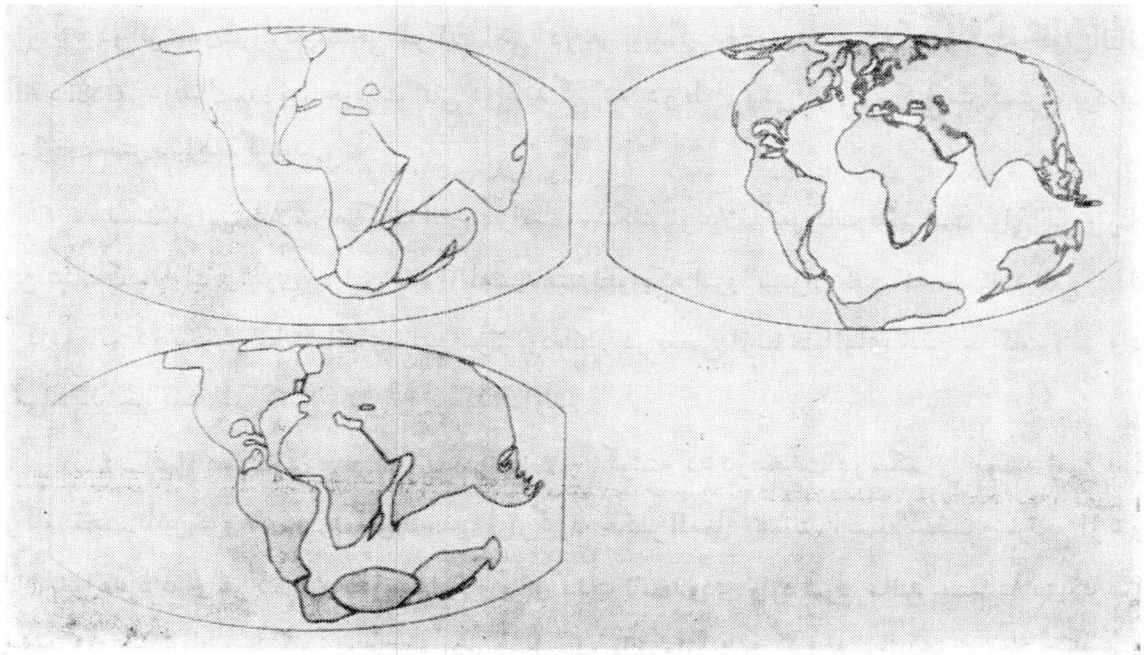
۳ ـ نظریه حرکت قاره‌ای Continental Migration theorey : در اواخر قرن گذشته و اوایل قرن بیستم بسیاری اززمین‌شناسان تصور میکردند که قاره ویا لااقل قسمتی ازآن میتواند حرکت کند . کوبر Kober در کتاب معروف خود چنین نوشته است که: چین خوردگیهای داخل ژئوسینکلین folding in geoesyncline پوسته زمین در اثر فشارهای وارده در حرکت افقی قشرها روی یکدیگر بوجود آمده است . این نظر بنام فرضیه مماسی ـ فشاری : tangential - Compression hypothesis خوانده میشود .

ارگاند Argand در نظریه خود که در سال ۱۹۲۲ به کنگره بین‌المللی زمین‌شناسان در بروکسل عرضه داشته است نوشته که: چین خوردگیهای جنوب آسیا در نتیجه حرکت فلات هند بسمت شمال بوجود آمده‌اند .

وگنر Wegener دانشمند آلمانی معتقد بود که در ابتدا فقط یک قاره وجود داشت که از سنگهای گرانیت تشکیل شده بود و بعد از دوران اول زمین‌شناسی این قاره بقطعات تقسیم شده هریک از دیگری جدا گردید . مثلاً جنوب افریقا و امریکا بهم متصل بودند پس از جدا شدن قاره امریکای جنوبی بسمت غرب بحرکت درآمد چین خوردگیهای رشته جبال آند Andes در اثر تصادم جبهه غربی قاره امریکا با قشر بازالتی اقیانوس آرام بوجود آمده است .

همچنین وگنر معتقد بود که جزایر ژاپن و قاره آسیا در ابتدا بهم پیوسته بودند . سپس قاره آسیا بسمت

غرب حرکت کرد و جزایر ژاپن در جای خود باقی ماند درصورت صحت این نظریه بایستی زیر دریای ژاپن از جنس کف اقیانوس آرام باشد و این امر اخیراً بوسیله دکتر سانتو Santo زمین‌شناس ژاپونی تأیید شده‌است.



شکل ۳ ـ تغییرات خشکیها در دوران مختلف زمین‌شناسی

آنچه بیان گردید اصول چگونگی نیروی تشکیل دهنده کوهها یا Orogenic Force نظریه حرکت قاره‌ای نامیده میشود. درحرکت‌قاره‌ای درجبهه قاره خستگی فشاری و در عقب آن خستگی کشش ایجاد میشود از اینرو در هر مورد که‌این اختلاف از حد معین تجاوزکند انتظار حدوث زلزله‌ای را باید داشت.

نظریه وگنر مدتها قبل بوسیله اکثر زمین‌شناسان رد گردید زیرا حرکت قاره‌ای سخت از جنس گرانیت بر روی قشر بازالتیک عملاً غیر ممکن است. بعضی از زمین‌شناسان نه تنها نظریه حرکت قاره‌ای را مردود اعلام کردند بلکه با امکان حرکت افقی هر قطعه بزرگی مخالفت ورزیدند.

با رد شدن نظریه وگنرفکر حرکت پوسته زمین شکل دیگری بخود گرفت. حرکت قائم پوسته زمین توسط فان بملن Van Bemmelen (۱۹۵٤) و بلوسف Beloussov(۱۹۶۲) وکاری Carey (۱۹۶۲) پیشرفت بسیار کرد.

بلوسف درکتاب « حرکت پوسته زمین » خود فقط بوجود حرکت قائم معتقداست و بااین حرکت هرنوع ساختمان موجود در پوسته زمین را توصیف و بیان میکند و حرکت افقی پوسته زمین را نتیجه‌ای از حرکات قائم یعنی بالاآمدن و فرونشستن پوسته میداند. این نظریه بسیار جالب ولی همانند نظریه وگنر افراطی است.

درحال حاضر حرکت قاره‌ای مسجل نیست درحالیکه حرکت افقی قطعه بزرگی از زمین موردتأئید اهل‌فن است. مانند حرکت‌افقی برید گی سن‌اندره San Andreas fault درکالیفرنیا که در حدود چند کیلومتر

است و برید گی فرگانوتالاس Fergano - Talass در آسیای مرکزی که در دوران اول زمین شناسی تغییرمکان زیادی کرده است.

در اثر حدوث زلزله سطحی حرکت افقی در هر برید گی روی میدهد مثلاً در زلزله گوبی‌آلتائی Gobi - Altai در سال ۱۹۵۷ حرکت افقی در برید گی که در طول بیش از ۲۰۰ کیلومتر گسترده بود بین ۱۰ تا ۱۵ متر مشاهده گردید.

بدست آوردن علائم حرکات افقی بمراتب مشکلتر از علائم حرکات قائم است ولی بمرور زمان زمین شناسان مدارك بیشتری دراین باره ارائه میدهند بطوریکه امروز میتوان گفت که حرکات افقی باندازه حرکات قائم در تشکیل ساختمانهای زمین مؤثر بوده‌اند. در بعضی از ساختمانهای زمین حرکات قائم و در برخی دیگر حرکات افقی نقش اصلی را برعهده دارند.

٤ ـ اصل هم‌فشاری Principle of isostasy : گوشته که در حقیقت در حکم پی پوسته زمین است هرگاه تحت تأثیر نیروهای وارده کوتاه مدت قرارگیرد عکس‌العملی همانند اجسام سخت و مرتجع از خود نشان خواهد داد و هرگاه نیرو بطور مداوم و برای مدت نامحدودی وارد شود مانند جسم پلاستیک عمل خواهد کرد. از اینرو هرگاه نیروهای وارده در طی دوره‌ای وارد شود گوشته مانند جسم پلاستیک عمل کرده واجازه خواهد داد که پوستهٔ‌زمین بمرورو‌بکندی درآن فرورود این حرکت بکندی و بنحو غیرمحسوسی انجام خواهد گرفت. در تحت چنین شرایطی در عمق معینی از زمین تعادل فشار مابین مواد که میتوان آنها را کم وبیش چسبنده فرض کرد برقرار خواهد شد. دراین عمق که بنام منطقه تعادل خوانده میشود خشکیها و اقیانوسها درحال تعادل قراردارند.

هرگاه منشوری ازمواد تشکیل دهنده این منطقه درهرقسمت از جهان که باشد اعم از زیرهیمالیا یا زیر اقیانوس‌ها برداریم دارای وزن یکسانی خواهند بود بعبارت دیگر منشور طویل سنگین‌تر از منشور کوتاه نخواهدبود. از آنجائیکه اختلاف ارتفاع با تفاوت وزن مخصوص جبران شده‌است لذا وزن مخصوص منشور طویل کمتر از وزن مخصوص منشور کوتاه است و بدین وسیله موازنه قسمتهای مختلفه پوسته زمین برقرار می گردد لذا شدت قوهٔ ثقل در ارتفاعاتی مانند هیمالیا کمتر از مقدار متعارف بوده و شدت قوهٔ ثقل در جزیره‌ای که از دل اقیانوس سر برآورده است بزرگتر ازحد معمول است از اینرو می‌توان تغییرات شدت‌نیروی جاذبه را در نقاط مختلف زمین توجیه کرد.

۵ ـ آتش فشانها : تکانهای موضعی که معمولاً با خروج مواد مذاب از دهانه آتش‌فشانها توأم است پدیده‌ایست که اکثر با آن آشنائی دارند و آنرا می‌توان زلزله آتش‌فشانی خواند اما در بعضی موارد ممکن است بدون آنکه مواد مذاب از دهانه آتش‌فشان خارج شود زمین در نزدیکی آتش‌فشان بلرزه درآید این لرزش در اثر فشار گازهای مواد مذاب درجریان حرکت بسمت سطح زمین رخ میدهد چون مواد مذاب بعلت درجه حرارت و فشار زیاد قابلیت جذب مقدار زیادی گاز و بخار را دارد لذا در موقع سرد شدن آنها را

از خود جداخواهد ساخت از اینرو مواد مذاب درحرکت بسمت سطح زمین و در موقع سرد شدن بطورمستقیم یا غیرمستقیم موجب بروز زلزله می گردد.

ریزش کوهستانها با مقیاس زیاد نیز بنوبه خود می‌تواند سبب حدوث زلزله گردد.

حرکات پوسته زمین : مطالعه ساختمان زمین بخشی از علم حرکات و تغییر شکل پوسته زمین را تشکیل میدهد دراینجا از حرکات مربوط بساختمانهای پرکامبرین Precambrian دوران اول و دوران دوم صحبتی نمی کنیم زیرا این حرکات مدتها است بپایان رسیده است ولی حرکات جدید مربوط بساختمانهای دورهٔ نئوژن Neogene و کارترنری Quarternary را مورد توجه قرار می‌دهیم زیرا همین حرکات است که موجب حدوث زلزله می گردد.

پوسته زمین دارای سه نوع حرکت باسامی Epeirogenic (حرکت خشگی‌زائی) و Orogenic (حرکت کوه‌زائی) و Rupturing (حرکت بریدگی) میباشد.

Epeirogenic حرکتی را گویند که بصورت بالاآمدن ویا پائین رفتن پوسته تظاهر می کند.

Orogenic حرکتی است که چین خوردگیهای زمین را بوجود آورده است.

Rupturing حرکتی است که پاره شدن و تغییر مکان ساختمان بریدگیها را موجب می گردد.

سرعت حرکت پوسته زمین درحال‌حاضر در تحت شرایط مختلف تغییر فاحش می کند.

بطور کلی‌میتوان گفت که‌حداکثرآن در ژئوسینکلین های جدید Modern Geosynclines و در کمربند آلپ مقدارش زیاد و در پلات فرم و سپرها Shields مقدار حرکت‌ناچیز است حرکات پوسته زمین درزمانهای مختلف زمین شناسی در جهتهای مختلف روی داده است درنتیجهٔ این حرکات ساختمانهای مختلف زمین از قبیل برآمدگیها و فرورفتگی‌ها بوجود آمده‌است بدیهی‌است هرچه در مدت زمان کمتری برآمدگیهائی بوجود آمده باشد سرعت حرکت پوسته بیشتر است وبالعکس .

بعضی از زمین شناسان چنین تصور می کنند که حرکات پوسته زمین دارای جهتهای مختلفی بوده و سرعت آن در فاصله‌ای از زمان ثابت است و در حال‌حاضر نیز این حرکات با سرعت ثابتی انجام می گیرد بعبارت دیگر جهات و سرعت حرکات جدید با تغییر زمان بنحومحسوسی تغییر نکرده برای مدتی لااقل تا چندهزار سال آینده ثابت مانده و بنحو فعلی ادامه خواهد داشت . **این نظریه پایه و اساس پیش‌بینی حدوث زلزله در فواصل معین از زمان را تشکیل میدهد.**

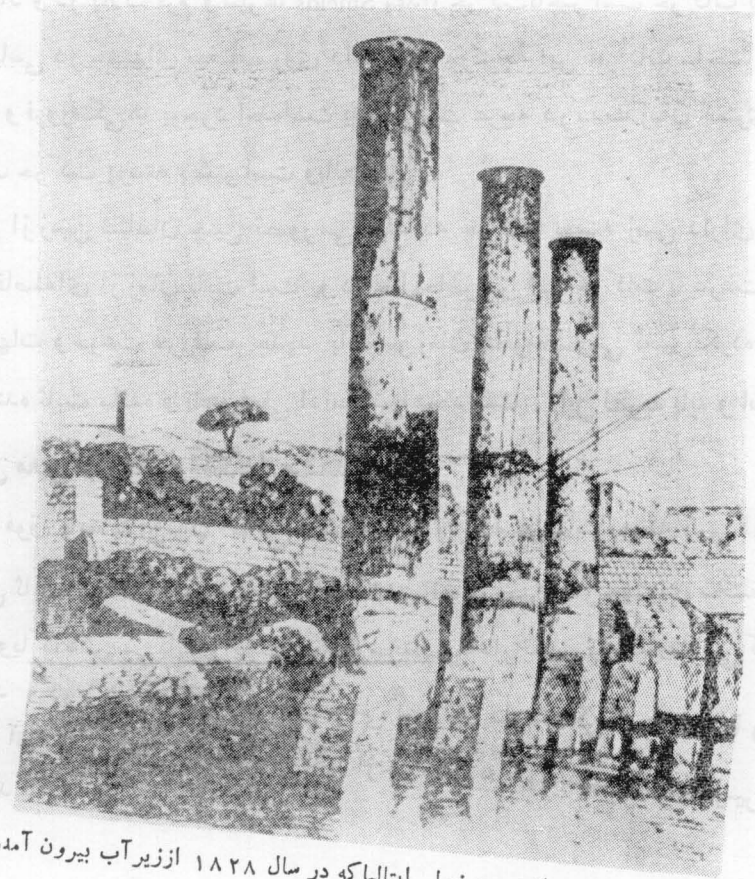
فرضیه فوق باید بدین‌سان اصلاح و تصحیح شود که حرکات پوسته زمین از هرنوع دارای جهات مختلف بوده ولی ثابت نیستند و سرعت حرکات ساختمانهای زمین در جهتهای مختلف دائماً تغییر کرده و متناوباً افزایش ویا کاهش می‌یابد و تحت شرایط مختلف مقدار تغییر نیز تفاوت می کند این تغییر در بعضی شرایط بسیار کند و در برخی دیگر سریع صورت می گیرد حرکات ممکن است دهها ویا صدها سال متوقف گردد حتی جهت آنها تغییر کند درصورتیکه یکی از حرکات حاکم باشد ساختمان‌زمین ممکن‌است درجهت اساسی حرکت کند .

ساختمانهای جدید و برجستگیهای سطحی آن در اثر این حرکات نامساوی صورت خواهد پذیرفت هرگاه در نظر گیریم که تغییرات زمین در جهت تکامل با توجه بتاریخ بشر بکندی صورت می‌پذیرد میتوان تصور کرد که سرعت حرکات تعیین‌شده با استفاده ازطریقه زمین‌شناسی در فاصله‌ای از زمان آینده که ازلحاظ مطالعه زمین‌شناسی مدت کوتاهی محسوب میشود ثابت خواهد ماند.

اما بطوریکه فوقاً بیان گردید این سرعت برای مدت زمان دراز یکسان نمانده و تغییر خواهد کرد.

تعیین چگونگی وکمیت حرکات پوسته زمین و درنتیجه برقراری اصولی برای آن نقش اساسی و مهمی در پیش‌بینی زلزله در فواصل معین از زمان را بازی میکند.

حرکات ناپایدار را میتوان بسهولت درنظمی که در رسوبات دورانهای گذشته وجود دارد تشخیص داد بوجود حرکات ناپایدار جدید میتوان از تغییر مکانهای ساختمانهای قدیم در اثر زلزله های متناوب ویا بوسیله دستگاههای اندازه گیری پی‌برد. بعنوان مثال میتوان معبد سراپیس Serapis رومیها را در نزدیکی ناپل نامبرد این معبد در دوهزار سال قبل درخشکی ساخته شد با گذشت زمان زمین و معبد دوبار فرونشست و در آب غرق شد درحال حاضر زمین و معبد از زیر آب درآمد و سطح آب دریا را در روی ستونهای معبد میتوان تشخیص داد. در دریای خزر در نزدیکی باکو در زیر آب کاروانسرائی وجود دارد این کاروانسرا در اثر نشت زمین در آب دریا غرق شده است ولی در دویست سال گذشته مرتباً و با سرعت‌های مختلف درحال بالاآمدن است.



شکل ٤ ـ ستونهای ساختمانی واقع در پوزولی ایتالیاکه در سال ۱۸۲۸ اززیرآب بیرون آمده است

خصوصیت تناوب زلزله ناشی از ثابت نبودن حرکات پوسته زمین بقرار زیر است :

فواصل زمان مابین زلزله های بزرگ درمنطقه هربرید گی برابرنیست و این فاصله زمانی بمرور تغییر میکند در بعضی از انواع ساختمان زمین برای دهها ویا صدها سال ممکن است زلزله‌ای روی ندهد وبعبارت دیگر فعالیت زلزله درآن منطقه ازبین برود ولی بعداً بتدریج ویا بصورت ناگهانی فعالیت را از سرگیرد . مثلاً درآسیای مرکزی در منطقه جبال تین‌شان جنوبی South Tien-Shan مردمش هیچگونه خاطره‌ای از زلزله شدید نداشتند درسال ۱۹٤۱ این منطقه دوباره زلزله‌خیز گردید و درمدت ۲۰ سال پنج زلزله شدید در فواصل زمانی نامساوی و هزاران زلزله خفیف بوقوع پیوست.

اندازه‌گیری حرکات پوسته زمین در بسیاری از کشورها از جمله آمریکا و روسیه بعمل میآید ولی از همه‌جالب‌تر برنامه اندازه‌گیری تغییرات پوسته‌زمین درکشور ژاپن است. این کشور بوسائل اندازه‌گیری کاملی مجهزاست و تغییرات سطح زمین در فواصل کوتاهی اندازه‌گیری میشود . طبق نظریه گوبین Gubin کارشناس مشهور روسی **شبکه اندازه‌گیری و کنترل پستی وبلندی حرکات زمین در ژاپن در جهان منحصر بفرد است .**

حرکاتیکه در بریدگیها صورت میپذیرد علی‌الاصول ثابت نیستند و این یکسان نبودن حرکات بعلت شرایط تماس سنگها در طول بریدگی درموارد مختلف فرق میکند بطورکلی میتوان گفت که دربعضی موارد حرکات در طول بریدگی بکندی صورت میپذیرد ولی اکثراً چسبندگی سنگها درطول بریدگی زیاد بوده و در نتیجه حرکات بشکل ناگهانی تظاهر میکند. در حرکت بریدگیها تمام ساختمان بریدگی‌شرکت نمیکند بلکه قسمتی از آن سهیم میباشد هرچه سنگ‌ها سخت‌تر باشد قسمت بیشتری از بریدگی در حرکت شرکت خواهد کرد و دربریدگیهائی که از سنگهای نسبتاً خمیری Plastic دوران دوم و سوم تشکیل شده‌اند قسمت کوچکی درحرکت شرکت میکند. در بریدگیهای دوران اول‌قسمت بیشتری و بالاخره در بریدگیهای پرکامبرین Precamberian اغلب تمام بریدگی در طول ۵۰ تا ۶۰ کیلومتر شایدهم بیشتر شرکت خواهد کرد. در زلزله‌هائی به بزرگی ۷٫۵ ویا بیشتر قسمتی ازگوشته زمین نیز شرکت میکند و این خود دلیلی برسخت و محکم بودن گوشته زمین محسوب میشود.

خستگی که موجب حرکت ناگهانی بریدگی میشود در اثر تغییر مکان در حدود چند دسیمتر ویا چندمتر موقتاً از بین میرود و سپس خستگی بمرور و باهستگی در طول دهها ویا صدها سال جمع میشود. تا بطور ناگهانی حرکت زمین در همان نقطه تکرارشود.

براساس‌درجه‌آمادگی ساختمان بریدگی چنین‌لغزش ناگهانی متناوباً در مقاطع مختلف آن درامتداد افقی ویا عمودی و در عمق‌های مختلف روی میدهد عمق زلزله بوسیله امواج ثبت شده تعیین میگردد.

ساختمانهای مختلف دربریدگیها با سرعت‌های متفاوت حرکت میکنند هرچه سرعت حرکت بیشتر باشد خستگی با سرعت بیشتری در بریدگی جمع‌میشود ولغزش بدفعات بیشتری روی خواهد داد. وبالنتیجه زلزله در چنین بریدگی بیشتر حادث خواهد شد.

در تاجیکستان برید گی بنام وخش Vakhsh وجود دارد سرعت حرکت در دیواره این برید گی زیاد است. درنتیجه ۱۹ کانون زلزله شدید درنقاط مختلف آن در مدت ۷۰ سال ثبت شده است. دربرید گی دیگری که آنهم در تاجیکستان وجود دارد سرعت حرکت دیواره برید گی از سرعت دیواره برید گی وخش کمتر است در نتیجه در مدت ۷۰ سال فقط یک کانون زلزله شدید درآن ثبت شده است.

لرزش زمین یا تقسیم زلزله در روی زمین : در روی زمین منطقه وسیعی نمیتوان یافت که ازخطر زلزله برای همیشه در امان باشد از اینرو سطح زمین ازنظر زلزله‌خیز بودن و مصونیتی که احتمالاً ممکن است داشته باشد بمناطق ویا کمربندهائی تقسیم شده‌اند.

گوتنبرگ Gutenberg وریختر در کتاب معروف زلزله‌خیزی زمین « Seismicity of the Earth » زلزله‌های رویداده‌را با توجه بساختمان قسمت‌های مختلف زمین‌مورد بررسی‌قرارداده ونتایج مهمی بخصوص در قسمت اقیانوس کبیر از آن بدست آوردند مثلاً خاطر نشان ساختند کلیه زلزله‌هائی که کانونشان در عمق متوسط ویا زیاد واقعشده‌اند ارتباط به‌شیارهای Troughs کف اقیانوس آرام دارند و هرکجا شیاری وجود نداشته باشد کانون زلزله‌ها سطحی خواهند بود.

سطح زمین را از لحاظ زلزله‌خیزی ویا فعالیت زلزله بشرح زیر میتوان تقسیم کرد.

۱ ـ کمربند اقیانوس آرام

۲ ـ کمربند اروپا ـ آسیا یا خط کمربندی الپ

۳ ـ منطقه تین‌شان ـ بایکال Tien - Shan - Baikal

٤ ـ منطقه سرزمین چین

٥ ـ کمربند میان اقیانوس اطلس

٦ ـ کمربند اقیانوس هند

۷ ـ خط اقیانوس منجمد شمالی

۸ ـ منطقه شرق افریقا

۹ ـ کمربندهای کوچک زلزله

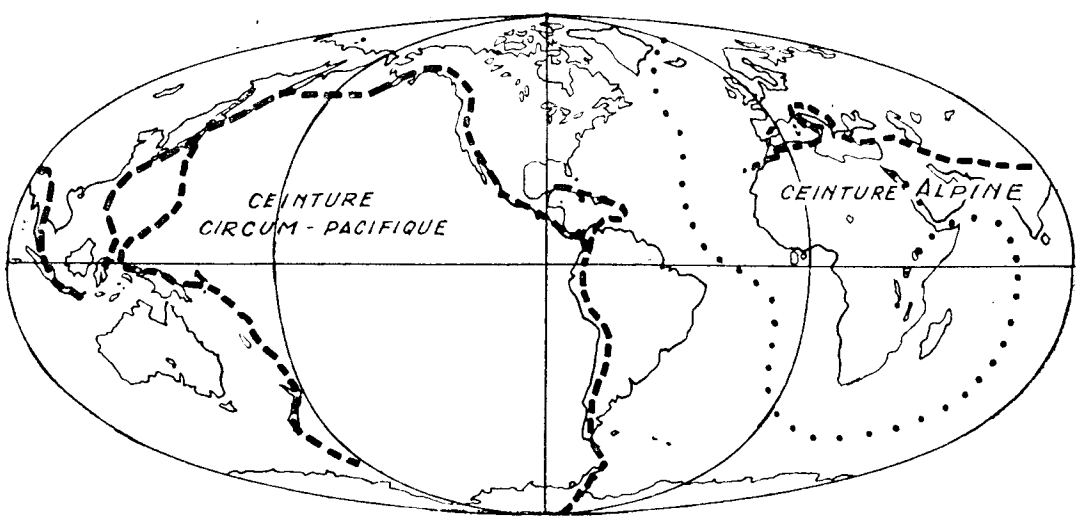
۱۰ ـ سرزمین های بی‌زلزله یا آرام

از میان خطوط فوق‌الذکر دو کمربند اقیانوس آرام و آلپ بسیار مهم هستند. درکمربند اقیانوس آرام ٪۸۰ درکمربند آلپ ٪۱٥-۱٤ زلزله‌های جهان رخ میدهد زلزله‌هائیکه در اقیانوس آرام روی میدهد از نوع زلزله‌های سطحی و متوسط و عمیق هستند. زلزله‌های خط کمربندی آلپ از نوع زلزله‌های سطحی و متوسط میباشند زلزله‌های سایر نقاط فقط سطحی هستند.

شدیدترین زلزله‌ها با بزرگی ۹ و۷ ویا بیشتر در دو خط کمربندی اول و دوم و منطقه تین‌شان ـ بایکال روی میدهند. در سایر نقاط زلزله‌ها بطورکلی از نوع خفیف هستند.

۱ ـ کمربند اقیانوس آرام ازسرزمین گراهام درقطب جنوب شروع میشود و پس از عبور از سرزمین آتش رشته جبال آندرا در امریکای جنوبی پیموده و از جزائر آنتیل و کوههای غرب مکزیک و اتازونی و کانادا میگذرد. پس ازطی قسمت جنوبی آلاسکا بسمت جنوب سرازیر شده و از جزائر الئوسین Aléoutiennes و کامچاتکا و کوریل Kourile در ژاپن میگذرد. دراین‌جا کمربند بدو قسمت شده و شاخه غربی از جزایر فرموز و فیلی‌پین وشاخه شرقی ازمجمع‌الجزایر ماریان و کارولین عبور میکند. و در جزائر سلب Célèbes این دوشاخه بهم‌رسیده و سپس از جزایر گینه جدید و مالزی و زلاند نو عبور میکند.

۲ ـ کمربند اروپا ـ آسیا که بنام کمربند آلپ‌هم معروف است از جزایر آسور شروع شده پس‌از عبور از شمال افریقا قسمتی از جزایر سیسیل و ایتالیا را هم در برمیگیرد آنگاه بسمت شمال میل کرده و شاخه‌ای بسمت فرانسه دارد. پس ازطی کوههای آلپ در فرانسه و سویس وایتالیا بسمت آلبانی و بالکان میل کرده وضمن عبور از خاك ترکیه شاخه‌ای بسمت جنوب و سرزمین فلسطین دارد. شاخه دیگر کوهستانهای قفقاز و فلات ایران را پیموده در افغانستان در امتداد سلسله جبال هندوکش و در هندوستان در امتداد سلسله جبال هیمالیا ادامه مییابد و بالاخره پس از عبور از خاك بیرمانی و مالزی در مجمع‌الجزایر سند Sondes پایان مییابد.



شکل ۵ ـ کمربندهای اقیانوس آرام ـ میان اقیانوس اطلس و آلپ ـ هیمالیا

۳ ـ منطقه تین‌شان ـ بایکال : شامل پلاتفرم جوان دوران‌اول تین‌شان ـ التائی ـ مغولستان و دره بایکال میباشد. این کمربند فعالیتش از کمربند آلپ کمتر و کانون بیشتر زلزله‌ها در عمق ۱۵-۱۰ کیلومتر قراردارد. درسطح زمین اغلب‌شکافهائی در امتداد بریدگیها وجود دارد. طبق‌نظریه گوبین Gubin کارشناس مشهور روسی دراین کمربند زلزله‌هائی با بزرگی ۷ ویا ۸ بمراتب بیشتر از خط کمربندی آلپ روی میدهد.

۴ ـ کمربند چین : این کمربند مابین‌خط کمربندی آلپ و منطقه تین‌شان ـ بایکال قراردارد وشامل قسمت‌شرق‌آسیا میگردد. گوتنبرك وریختر کارشناسان معروف زلزله معتقدند که دراین منطقه بیشتر درفاصله

قسمت‌های ثابت ساختمان زمین زلزله روی میدهد و برخی از آنها بخصوص در منطقه کانسو Kansu بسیار شدید هستند. لی S. P. Lee کارشناس چینی زلزله معتقداست که زلزله دراین منطقه دراثر ناپایداری بریدگیهای زمین حادث میشود. در سطح زمین شکافهائی در امتداد بریدگیها ملاحظه میگردد. بعضی قسمت‌ها از کمربند چین از نظر زلزله دارای دوران طولانی آرامش و دوره کوتاه فعالیت شدید هستند.

۵ ـ کمربند وسط اقیانوس اطلس : از جزیره ایسلند شروع و در امتداد میان اقیانوس اطلس تا نزدیکی اقیانوس منجمد جنوبی ادامه دارد دراین‌جا بسمت شرق و درامتداد قاره افریقا منحرف‌شده وبه کمربند اقیانوس هند میپیوندد.

۶ ـ کمربند اقیانوس هند : در حقیقت دنباله کمربند اقیانوس اطلس است که بسمت سیلان ادامه مییابد و شاخه‌ای از آن خلیج فارس را طی میکند حداکثر بزرگی زلزله دراین دو کمربند تا درجه ۷ میرسد.

۷ ـ خط اقیانوس منجمد شمالی : مراکز زلزله از چین‌خوردگیهای دوران دوم سیبریه شروع شده و در امتداد دهانه رودخانه لنا Lena اقیانوس منجمدشمالی را طی میکند و ازبین اسپتزبرگن Spitzbergen و سرزمین گرینلند Greenland گذشته و جزیره ایسلند را دنبال کرده و به کمربند وسط اقیانوس اطلس منتهی میگردد.

۸ ـ منطقه شرق افریقا : فعالیت زلزله در این منطقه متوسط است. گوتنبرگ و ریختر معتقدند که فعالیت زلزله دراین منطقه حتی از کمربندهای وسط اقیانوس اطلس و اقیانوس هند نیز کمتر است. کانون تمام زلزله‌هائیکه در شرق دریای احمر و دره اردن ثبت شده است در پوسته زمین واقع بوده و بزرگیشان ۶ و بندرت به ۷ میرسد.

۹ ـ کمربندهای کوچک زلزله : این مناطق مابین قسمت‌های زلزله‌خیز و آرام قرارگرفته‌اند و عبارتند از منطقه اورال در اروپا و آپالاشیان Appalachian واقع در شرق آمریکای شمالی شرق اقیانوسیه ـ اروپای مرکزی و افریقای جنوبی.

۱۰ ـ سرزمینهای بی‌زلزله یا آرام : بطوریکه قبلاً بیان گردید در روی زمین نمیتوان منطقه‌وسیعی را یافت که از خطر زلزله برای همیشه در امان باشد ولی بااین همه مناطقی میتوان یافت که تاکنون کسی حدوث زلزله‌ای را در آن نقاط بخاطر نداشته باشد و یا اینکه فقط زلزله‌های خفیف غیرقابل توجه روی داده باشد.

در هرنقطه از زمین اگر دستگاه زلزله سنج دقیقی برای مدت طولانی نصب گردد حتماً یک یا چند زلزله هراندازه که خفیف ویا غیرقابل توجه هم باشد ثبت خواهد کرد.

منطقه واقع در زیر اقیانوس آرام (باستثنای جزایر هاوائی) و همچنین منطقه واقع در شرق وغرب میان اقیانوش اطلس و سرزمین های واقع در زیر اقیانوس هند و سایر اقیانوسها (باستثنای قسمت‌هائی که در مسیر خط زلزله قرارگرفته‌اند) از لحاظ زلزله آرام هستند. ولی بدیهی است دستگاههای زلزله سنج در کناره اقیانوس هند و اقیانوس منجمد شمالی بمقداریکه درسواحل شرقی و غربی اقیانوس‌اطلس در اروپا و امریکای شمالی مستقر شده‌اند نمیباشد.

مهمترین مناطق ثابت ویا بعبارت دیگر آرام در قاره‌ها عبارتند از : شرق کانادا - برزیل - منطقه بالتیک یا فنلاند و کشورهای اسکاندیناوی انگارا Angara در شمال آسیا - روسیه و شرق سیبری - سرزمین افریقا - غرب استرالیا - اقیانوس منجمد شمالی و خلیج بنگاله. عربستان و جزیره مادا گاسکار را جزء قسمت آرام افریقا و گرینلند را بخشی از قسمت آرام کانادا میتوان منظور داشت.

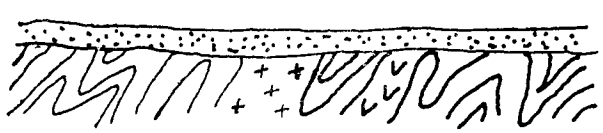
اصطلاحات زمین شناسی : برای بررسی علل تغییر شکل و حرکات پوسته زمین و در نتیجه درك روابط بین این تغییر شکلها و حدوث زلزله مطالعه دقیق پوسته‌زمین از نظر ساختمانهای مختلف زمین‌شناسی ضروری است. از اینرو در زیر باختصار به‌بیان چنداصطلاح زمین شناسی ویا بعبارت دیگرچند نوع ساختمان زمین میپردازیم :

۱ - چین‌خوردگی Fold : زمین شناسان در مورد تعریف دقیق چین‌خوردگی اتفاق‌نظر ندارند ولی بطور کلی میتوان گفت هرگونه خمیدگی که در قشرهای سنگ روی دهد چین‌خوردگی نامند.

۲ - بریدگی Fault : نوعی ازساختمان زمین که درطول تکاملش بوسیله تعداد زیادی شکستگی و با مشخصات و ابعاد مختلف ازکمترین مقدار تا بطول چندصد کیلومتر قطع شده باشد بریدگی نامند. بدیهی‌است بریدگی دارای انواع واقسام مختلف است که از ذکرآنها صرف‌نظرمیکنم عده‌ای‌بریدگی را بشکل زیر تعریف میکنند :

بریدگی عبارتست از شکستگی ایجاد شده درساختمان زمین که تغییر مکانی موازی با سطح شکستگی نیز درآن روی داده باشد. عمق بریدگیها برحسب کیفیت و ابعاد ساختمان زمین‌شناسی که درآن بریدگی بوقوع پیوسته است فرق میکند و تا دهها کیلومتر گاهی نیز تا انفصال موهو Moho میرسد.

۳ - پلاتفرم : ساختمان بسیار وسیعی که‌چندین میلیون کیلومتر مربع ازسطح زمین‌را اشغال کرده‌است پلاتفرم خوانند و از دو طبقه تشکیل شده است . طبقه زیرین را پایه Basement و طبقه فوقانی را پوشش Cover خوانند.



شکل ٦ - مقطع پلاتفرم

پایه از قسمت ضخیم رسوبات قدیمی از نوع ژئوسیکلین Geosyncline تشکیل شده است قشرهایش دارای چین‌خوردگیهائی است. رویه این‌چین‌خوردگی‌ها افقی است و قسمت فوقانی آنرا رسوبات پوشش که معمولاً مربوط بدوران دیگری از زمین شناسی است پوشانده است . قشرهای پوشش تقریباً افقی و اکثراً نازك و مابین صدها تا هزاران متر تغییر میکند و برروی اساس بدون هیچگونه جدائی و انفصالی قرار گرفته است. لذا پلاتفرم در دوران تکاملش خیلی آرام بوده و ساختمان ثابتی را تشکیل میدهد.

پلاتفرمیکه پایه‌اش از سنگهای پره کامبرین Precamberian ویا پالئوزوئیک Paleozoic تشکیل شده باشد به‌ترتیب اپی‌پره کامبرین Epi - Precamberian و اپی‌پالئوزوئیک Epi-Paleozoic مینامند که درآن لفظ اپی‌بمعنای فوقانی و بعدی است.

٤ ـ ژئوسینکلین Geosyncline : برعکس پلاتفرم در دوران تکاملش ناپایدار و غیرثابت است و عبارتست از فرورفتکی یا نشت عریض و شیار پیچ و خمداری در پوسته زمین که در طول صدها و هزارها کیلومتر گسترده است . دراین شیار در مدت تشکیل آن قشر ضخیمی از مواد بضخامت ۲۰ ـ ۲۵ کیلومتر رسوب میکند. زمان لازم برای انجام رسوبات معمولاً در حدود یک دور Era زمین شناسی و گاهی کمتر ویا بیشتر است. وقتی این رسوبات انجام گرفت در اثر فشار و حرکت مواد مذاب درون زمین بسمت بالا رانده و چین خواهند خورد. بدین ترتیب کوهها بوجود میآید.

ژئوسینکلین که با رسوبات پره کامبرین ویا پالئوزوئیک پر شده باشد به ترتیب پره کامبرین و پالئوزوتیک خوانده میشوند. برخی از زمین‌شناسان پلاتفرم را منطقه آرام یا ثابت Stable و ژئوسینکلین را کمربند متحرك Mobile belts میخوانند . لفظ کمربند متحرك بدورانهای نشت و چین‌خوردگی و برآمدن و فعالیت موادمذاب داخلی‌زمین اطلاق میگردد. کمربندهای نشت بین‌قسمت‌های ثابت‌زمین‌را ارتوژئوسینکلین Orthogeosyncline نامند.

اصطلاح اوژئوسیکلین Eugeosycline بمنظور بیان سطحی از کمربند آتشفشانی که نسبتاً با سرعت و عمیقاً نشت کرده‌باشداطلاق میگردد. و لفظ میوژئوسنکلین Miogeosyncline برای تعریف سطحی از کمربند بدون فعالیت آتشفشانی که نسبتاً با سرعت و عمیقاً نشت کرده است بکار برده میشود.

۵ ـ سپروبلوك : هرگاه پایه اپی‌پره کامبرین پلاتفرم سطح وسیعی را اشغال کند آنرا سپر Shield نامند. درصورتیکه سطح مورد اشغال نسبتاً کوچك باشد آنرا توده Massif ویا بلوك Block خوانند.

هرگاه پایه در هرقسمت بوسیله قشر جوانی با اندك عارضه‌ای پوشیده باشد آنرا ورق Plate ویا میز Table خوانند.

رابطه بین زلزله‌خیزی و حرکات پوسته زمین : بمنظور بررسی روابط بین زلزله‌خیزی ویا فعالیت زلزله و حرکات پوسته؛ ساختمان پوسته زمین در نقاط زلزله خیز مورد مطالعه متخصصین قرارگرفت و چنین نتیجه گرفته شد که خطوط فعال و نقاط آرام زلزله کاملاً باکمربندهای فعال و مناطق آرام حرکات پوسته زمین تطبیق میکند.

بیشتر خطوط فعال زلزله برروی کمربند اقیانوس آرام و آلپ واقع شده‌اند نقاطی که از نظر زلزله کمتر فعال هستندبرروی پلاتفرم های جوان ونقاطی که ازلحاظ زلزله‌آرام محسوب میشوند برروی ساختمانهای ثابت قدیمی زمین از قبیل سپر Shield و ورق Plate قراردارند.

بطوریکه میدانیم از مشخصات اولیه تکامل ژئوسینکلین فعالیت شدید پوسته است و قسمتی از گوشته نیز دراین فعالیت شرکت داشته است فعالیت پوسته در اواخر تکامل ژئوسینکلین باهستگی پایان پذیرفت. از اینرو ژئوسینکلین های جوان کمربند اقیانوس آرام فعال بوده و زلزله هائی باکانون عمیق درآن روی میدهد. کمربند آلپ کمتر فعال بوده و عملاً زلزله باکانون عمیق درآن روی نمیدهد و معمولاً زلزله با عمق های مختلف که کانونشان در عمق متوسطی قراردارد حادث میشود.

در انواع مختلف پلاتفرم وباسن های متفاوت زلزله های سطحی روی‌میدهد. در پلاتفرم های جوان و مناطقی از سپرها مانند منطقه پرو واقع در کمربند اقیانوس آرام بیشتر از کمربند آلپ تکانهای بزرگ آنهم بمقدار بیشتری از تکانهای کوچک روی میدهد. این مطلب با اختلاف ساختمان زمین در مناطق ذکر شده تطبیق میکند.

در پلاتفرمهای جوان زلزله بیشتر در بریدگیهای واقع درطول بلوکهای بزرگ روی میدهد. در کمربند آلپ بسیاری از تکانها (نه‌تمام آنها) درطول ساختمانهای نسبتاً پلاستیک زمین بدفعات ولی با شدت کمتری حادث میشوند. تعداد زیادی بریدگی کوچک و فعال در آن وجود دارد.

در سپرها و پلاتفرمهای جوان فعالیت زلزله متناوباً تظاهر میکند. دوران طولانی آرامش و دوران کوتاه فعالیت شدید در آنها وجود دارد. در بیشتر نقاط کمربندهای اقیانوس آرام و آلپ فعالیت زلزله نسبتاً ثابت است و این امر بستگی بچگونگی و تغییرات ساختمان زمین دارد. در واحدهای سخت و قدیمی زمین خستگی بکندی ذخیره میشود و انرژی ذخیره شده درشکستیگی‌ها گهگاه آزاد میگردد. درکمربند آلپ خستگیها بفوریت وسرعت‌ذخیره میشود لذا انرژی ذخیره شده بدفعات بیشتری‌آزاد میگردد. ترکهای سطحی زمین درسپرها و پلاتفرمهای‌جوان بیشتر ازکمربند آلپ رخ میدهد. علتش دراختلافی‌است که درآمادگیشان وجود دارد.

درکمربند آلپ لغزش ناگهانی بریدگیها بفوریت و در قسمت داخلی نسبتاً پلاستیک زمین صورت میپذیرد. دربسیاری ازمواقع ادامه این لغزش بسطح زمین نمیرسد. درحالیکه در بلوك های سخت حرکات ناگهانی تمام بلوك را شامل میشود و درصورتیکه بلوك درسطح زمین واقع باشد سطح زمین نیز تقریباً همیشه ترك خواهد خورد. مناطق کالیفرنیا و سلسله جبال تین‌شان را بعنوان مثال میتوان نامبرد. مطالب فوقرا بشرح زیر خلاصه میکنیم :

۱ ـ زلزله فقط درکمربندها و مناطقی که حرکات و تغییر شکل پوسته یا گوشته زمین وجود دارد روی میدهد.

۲ ـ هراندازه مقدار حرکات و تغییر شکلها بیشتر باشد دفعات بیشتری زلزله روی خواهد داد.

۳ ـ هرقدرکمربندهای زلزله از نظر زمین شناسی در عمق بیشتری واقع باشندکانون زلزله درعمق بیشتری قراردارد.

٤ ـ هراندازه واحدهای تشکیل دهنده حرکات و تغییرشکلهای زمین آمادگی بیشتری داشته باشد تکانهای با بزرگی زیاد بمراتب از تکانهای خفیف بیشتر خواهد بود.

٥ ـ هرقدر واحد تشکیل دهنده حرکات و تغییر شکلهای زمین‌قدیمی‌تر باشد آن واحد از نظر زلزله آرامتر خواهد بود.

٦ ـ فعالیت زلزله درکناره‌های واحدهای بزرگ و قدیمی تشکیل دهنده حرکات و تغییرشکلهای

زمین بیشتر از قسمت‌های مرکزی آن است . مطالب ذکر شده در بالا برای کلیهٔ نقاط زمین صادق است . از اینرو میتوان گفت :

زلزله دراثر حرکات و تغییر شکلهای پوسته زمین حادث میشود. این حرکات و تغییر شکلها در کمربندهای مختلف‌زمین متفاوت‌هستند ودرنتیجه زلزله بصورت انواع مختلف تظاهرکرده وروی میدهد .

اندازه‌گیری زلزله : فعالیت یا زلزله‌خیزی یک منطقه از طرفی تابع دفعات حدوث زلزله و از سوی دیگر تابع شدتی است که تکان زمین درآن منطقه احساس میگردد .

تعیین دفعات لرزش یک منطقه مسأله ساده‌ای است فقط کافی است آمار زلزله‌های رویداده در آن منطقه را دانست . درحالیکه تعیین شدت ویا اهمیت زلزله‌های رویداده باین آسانی نیست . زیرا حتی تعریف دقیق شدت زلزله که مورد قبول کلیهٔ اهل فن باشد در ابتدا آسان نبود .

در زیر مقیاسهائی که برای بیان زلزله بکار میرود ذکر میکنیم :

شدت زلزله : در اثر حدوث زلزله ساختمانها کم و بیش خسارت میبینند . قطعات بزرگ سنگها و کوهها ریزش کرده و ترکها در سطح زمین ظاهر میشوند . در بریدگیها در سطح زمین لغزش ایجاد گشته و در بعضی نقاط زمین بالا آمده ویا نشت خواهد کرد .

خسارت‌های وارده بساختمانها از فروریختن کامل ساختمان تا ریزش جزئی و فروریختن کامل دیوارها تا ترکهای کوچک تغییر میکند . تغییرات حاصله در سطح زمین نیز بشدت‌های مختلف از لغزش و ریزش قسمت عظیمی از کوه تا لغزش کمی از آن ملاحظه میگردد بعنوان مثال میتوان لغزش عظیم کوه و ریزش سنگها ناشی از زلزله سال ۱۹۴۹ خائیت Khait واقع در قسمت آسیای مرکزی روسیه را نام برد که در اثر آن شهرخائیت با کلیهٔ ساکنینش در زیرتوده‌ای عظیم ازخاك وسنگ بارتفاع ۶۰ متر مدفون‌شد .

لغزش و تغییر مکان بریدگیها ازچند دسیمتر تا چندین متر در طولی معادل چند تا چندین کیلومتر ممکن است روی دهد .

هراندازه زلزله شدیدتر باشد اثر تخریبی آن در منطقه مرکزی زلزله بیشتر خواهد بود واین‌اثرات با دور شدن از مرکز زلزله کاهش مییابد . و هرقدر سرزمین بزرگتری در اثر زلزله بلرزش درآید فاصله‌ایکه اثر زلزله در آن کاهش مییابد بزرگتر خواهد بود . در مواردیکه زلزله سرزمین وسیعی را بلرزه در میآورد انواع مختلف خسارت که بتدریج خفیف‌تر میگردند در ساختمانها ملاحظه خواهد شد . و بالعکس وقتی زلزله شدیدی در منطقه کوچکی رخ دهد از خرابی کامل ساختمان در مرکز زلزله تا ترکهای کوچک در فاصله‌نزدیکی‌ازمرکز زلزله ملاحظه میگردد وبعبارت‌دیگر اثرزلزله درفاصله کم بمقدار زیادی کاهش‌مییابد .

برای مقایسه زلزله‌های رویداده و تهیه‌نقشه مقیاس‌های مختلفی که همگی برمبنای خسارت وارده بساختمان‌ها پایه گذاری شده‌اند پیشنهاد شده است . درکشورهای مختلف که دارای شرائط آب و هوای متفاوتی هستند مصالح گوناگونی برای ساختمان خانه‌ها بکار میرود . در اروپا بیشتر چوب و آجر و درآسیای

مرکزی و بسیاری از کشورهای امریکای جنوبی خانه‌ها از خشت و گل بنا میگردند. بدیهی است چگونگی خسارات وارده مابین ساختمانها یکسان نمیباشد و بالنتیجه مقیاس شدت زلزله درکشورهای مختلف براساس تعریف‌های متفاوتی پایه گذاری شده است.

مقیاس هائی که تاکنون توسط اشخاص ومؤسسات مختلف پیشنهادشده عبارتنداز: مقیاس بروکس Brooks (۱۸۱۱) - مالت Mallet (۱۸۶۲) - رسی Rossi (۱۸۷٤) - نیومن Neumann (۱۸۷۸) - فورل Forel (۱۸۸۱) - رسی - فورل Rossi-forel (۱۸۸۳) - مرکالی Mercalli (۱۸۸۳) - اموری Omori (۱۹۰۰) - مرکالی- کانکانی Mercalli-Cancani (۱۹۰٤) - مقیاس ژاپنی(۱۹۰٦) - وود Wood(۱۹۰٦) مرکالی - کانکانی - سیبرك Mercalli-Cancani-Sieberg (۱۹۱۲) - اموری (۱۹۲۰) - نیومن - وود Wood - Neumann یا مقیاس اصلاح‌شده مرکالی(۱۹۳۱) - مقیاس انستیتوی فیزیک زمین روسیه(۱۹۵۳).

وجودمقیاس های‌مختلف و متفاوت‌فوق‌الذکر خود دلیلی‌است برمشکلاتیکه درراه تنظیم یک‌مقیاس قابل‌قبول جهانی‌وجود دارد. بهرحال‌تمام مقیاس ها براساس خسارات وارده وبطریقه‌زیرپایه گذاری گردیده‌اند. اثر تخریبی زلزله با دور شدن از مرکز زلزله کاهش مییابد و این اثر بخطوط هم شدت زلزله Isoseismal تقسیم میگردد. هرگاه زلزله‌ای روی دهد انواع مختلف خسارات وارده بساختمانها و نابسامانیهای روی داده درسطح زمین را یادداشت کرده وبا توجه بشرح مندرج در مقیاس شدت زلزله را برآورد میکنند. شدت زلزله از درجه خفیف شروع شده و بحداکثر آن در مرکز زلزله پایان مییابد.

در زیر مقیاس اصلاحی مرکالی راکه بدوازده درجه تقسیم شده است شرح میدهیم.

درجه‌یک : زلزله فقط بوسیله دستگاه احساس وضبط میگردد واشخاص‌حدوث آنرا حس‌نمی کنند.

درجهٔ‌دو : زلزله فقط بوسیلهٔ کسانیکه درطبقات فوقانی‌ساختمانها سکونت دارند ویا درحال‌استراحت هستند احساس می گردد.

درجه سه : زلزله فقط بوسیله بعضی افرادکه درساختمانها سکونت دارند حس می گردد جهت و مدت آن نیزگاهی بوسیله اشخاص معین می گردد.

درجه چهارم : زلزله بوسیله بسیاری ازکسانیکه درساختمانها سکونت دارند وعدهٔ قلیلی از افراد که درخارج ازساختمان هستند حس می گردد. در و پنجره‌ها صدا کرده و در سقف وکف ساختمان نیز ترکهائی ایجاد می گردد.

درجهٔ پنج : زلزله‌بوسیله تمام‌ساکنین‌ساختمانها احساس‌میشودمبل وتختخوابهای منازل بلرزه‌درمیآید و افراد از خواب بیدار میشوند.

درجه شش : ضربه زلزله همه‌چیز ساکن را بحرکت درمیآورد و موجب توقف پاندول میشود اندودها کنده شده و طنین ناشی از حرکت و صدای حاصله از آن بگوش میرسد.

درجه هفت : ساختمانها صدمه خواهد دید و خرابی درآنها بوجود خواهد آمد و دودکش‌هائی که بدو بصورت مجزا ساخته شده‌اند خراب خواهند گردید.

درجهٔ هشت : ساختمانهای مهندسی شدیداً صدمه دیده و خراب خواهند شد زنگهای کلیساها و مجسمه‌ها و اثاثیه منازل واژگون شده و در زمینهای مرطوب ترکهائی بوجود خواهد آمد تخته سنگها از کوه جدا میشوند .

درجهٔ نه : ساختمانهای محکم یعنی ساختمانهائی که خوب طرح و اجرا شده‌اند صدمه دیده و بسیاری از آنها خراب و غیرقابل سکونت می‌گردند در زمین ترکهای بزرگ و شکستگی ایجاد میشود .

درجه ده : بسیاری از ساختمانهائیکه خوب طرح و اجرا شده‌اند خراب می‌گردند ریلهای راه‌آهن تغییر شکل داده و ازجا کنده شده لوله‌های آب خرد می‌گردد .

درجه یازده ـ خرابی کامل ساختمانهای ساخته شده با سنگ ، پلها و سدها . شکافهای عریض و عمیق در زمین ایجاد می‌گردند .

درجه دوازده : ویرانی کامل بوده شکافها وشکستگی‌های شدید درزمین بوقوع پیوسته رودخانه‌ها تغییر مسیر میدهند .

بطوریکه ملاحظه میشود درجاتیکه مورد توجه مهندس ساختمان میباشد بعبارت دیگر درجاتیکه ممکن‌است ایجادناراحتی درساختمان کند از درجه VII شروع میشود . درجه VIII نیز از لحاظ تکان‌ملایمی که بساختمان میدهد از نظر پایداری ساختمان چندان مهم نیست درجات IX و X جزو درجات مخرب محسوب میگردند .

درجه XI حتی برای ساختمانهائی که خوب محاسبه شده باشند خطرناك میباشد درجه XII برای ساختمانها درجه مصیبت‌باری محسوب می‌گردد .

بنابراین ملاحظه می‌گردد که درجه‌بندی شدت زلزله چندان دقیق نبوده یک امر نظری وتقریبی است برای‌برآورد شدت زلزله بایستی‌اطلاعات کافی در باره ساختمان مورد نظر داشت زیرا اگر جنس‌مصالح مصرفی و بالاخره درجه استحکام ساختمان را بیش ازآنچه هست تخمین بزنیم سبب خواهد شد تا شدت زلزله از مقدار حقیقی بیشتر برآورد گردد و بالعکس .

برآورد شدت زلزله بوسیله دستگاههای زلزله سنج : سعی بسیار بعمل آمد تا بجای برآورد شدت زلزله از اثر تخریبی آن که وسیله دقیقی نیست بطرق دیگر و بکمك وسائل اندازه‌گیری آنرا برآورد کرد بفرض آنکه چنین وسائلی در موقع حدوث زلزله در محل وجود داشته باشد .

تعیین ماکزیمم شتاب درموقع حدوث زلزله خود یکی ازطرق برآورد ومقایسه شدت زلزله میتواند باشد در حقیقت رابطه‌ای‌هم بین‌اثر تخریبی زلزله وشتاب زمین وجود دارد تقریباً می‌توان گفت که ماگزیمم شتاب M.M.S. با افزایش شدت زلزله از درجه‌ای بدرجه دیگر دو برابر می‌گردد .

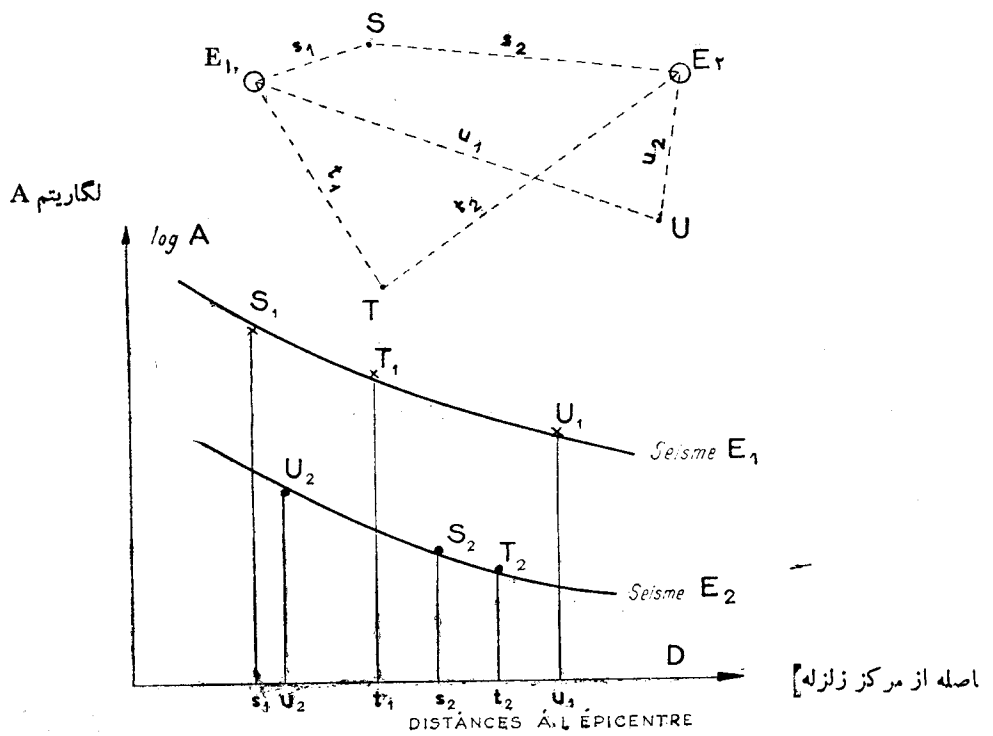
کانکانی Cancani هر درجه شدت را باکمیتی از شتاب زمین بشرح زیر بیان کرده است :

مثلاً برای‌شدت VI بین ۵۱ — ۱۰۰ و برای‌شدت VII بین ۱۰۱ — ۲۵۰ وبرای‌شدت VIII بین

۲۵۱ — ۵۰۰ و برای IX بین ۵۰۱ — ۱۰۰۰ الی آخر منظور داشت پارامتر فوق بتنهائی کافی نیست زیرا عامل زمان در آن منظور نشده‌است از اینرو بایستی مدت زمان کلی لرزش زمین و لحظه‌ای که شتاب زمین بمقدار ماکزیمم خود میرسد دانست کارشناسان متعددی بجای حداکثر شتاب زمین عامل دیگری را اختیار کرده‌اند و آن دامنهٔ حداکثر شدت ثبت شده بر روی دستگاه زلزله‌سنج است بفرض آنکه چنین دستگاهی در محل موردنظر قرار گرفته‌باشد این انتخاب کاملاً رضایت‌بخش نیست زیرافقط شامل یک‌نوع نوسان‌مخصوص ار میان تمام نوسانات ممکن توسط زلزله می گردد.

شدت طیفی Spectrum Intensity ـ اشکالاتیکه در تعریف‌عامل مناسبی برای ارزیابی شدت زلزله وجود دارد ناشی از این مسئله است که زمین‌لرزه خود پدیده بسیار پیچیده‌ایست که بر روی عوامل بسیار مختلفی اثر میکند و هر یک از این عوامل میتوانند بنحوی خود وسیله ارزیابی شدت زلزله گردند.

بعداً خواهیم دید که وسیله دیگری بنام شدت طیفی برای ارزیابی زلزله وجود دارد که در آن بسیاری از مشکلات موجود در ارزیابی زلزله بوسیله مقیاس‌های شدت ذکر شده در بالا برطرف شده‌است.



شکل ۷ ـ منحنی نمایش زلزله‌های E_1 و E_2

چون معمولاً در محوطه‌ایکه زلزله روی میدهد بطور استثنا ممکن است بوسائل اندازه‌گیری و ثبت کننده مجهز بود لذا همان‌شدت زلزله‌بهترین وسیله‌ارزیابی‌است از این‌رو ارزش کوششی که‌برای برقراری رابطه‌ای مابین شدت و سایر عوامل ارزیابی زلزله بعمل آمده‌است معلوم میگردد :

بزرگی زلزله Magnitude : در حالیکه شدت زلزله بستگی باثر حاصله از زمین‌لرزه در یک نقطه مشخص را دارد بزرگی زلزله بعددی بیان میشود که مبین اهمیت مجموعه تظاهرات ناشی از زلزله بوده و مستقل از عامل مکان است.

فکر مقیاس بزرگی زلزله بر اساس منحنی‌های ثبت شده بر روی نوارهای دستگاه زلزله نگار دراثر تجربه و کار در ایستگاههای ثبت زلزله بوجودآمده‌است. زیرا چه‌بسا زلزله‌ای خفیف و سطحی که کانونش در زیرشهری واقع‌شده‌است و بعلت‌خرابی‌وارده از نظر توده‌مردم‌از زلزله‌بسیار بزرگی که درنقطه دورافتاده‌ای رخ داده‌است بزرگتر و با اهمیت‌تر تلقی میشود.

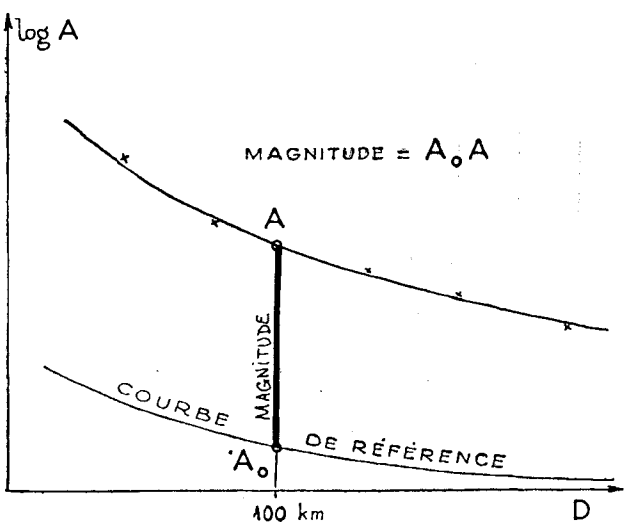
بزرگی زلزله برای نخستین‌بار در سال ۱۹۳۵ توسط ریختر Richter زلزله‌شناس معروف امریکائی عنوان گردید باین ترتیب که :

هرگاه زلزله مشخصی را که توسط چند ایستگاه ثبت زلزله مانند UوTوS که مجهز بیک دستگاه کاملاً یکسان ثبت‌است اندازه گیری کنیم‌و نتیجه حاصله‌ازثبت‌را برروی‌دستگاه نیمه‌لگاریتمی برحسب‌فاصله ایستگاه‌ازمرکززلزله‌ولگاریتم‌ماکزیمم‌دامنه‌نوسان(A) ببریم. منحنی‌بدست‌میآید که‌نمایش بزرگی‌زلزله‌است. منحنی‌های‌ناشی‌از زلزله‌های مختلف را بطورکلی میتوان‌از انتقال یک‌منحنی بموازات‌محور طولها بدست‌آورد.

مقدار فاصله و یا انتقالی که برای رسیدن از یک‌منحنی‌بمنحنی دیگری که‌نمایش زلزله دیگری‌است لازم میباشد اهمیت نسبی بین دو زلزله را بیان میکند.

هرگاه یک منحنی را مبناء و اساس قرار دهیم اندازه انتقال مبین اهمیت زمین‌لرزه حاصله است. بطوریکه ملاحظه‌میشود عامل مکان در این تعریف‌رلی‌رابازی نمیکند. مقدار انتقال ویا فاصله بین دومنحنی را بزرگی زلزله مینامند.

ممکن است منحنی که در دستگاه مختصات نیمه لگاریتمی از زلزله ترسیم میگردد پس‌از انتقال تمام نقاطش کاملاً بر روی منحنی مبناءقرار نگیرد. برحسب تعریف فاصله‌ایکه نقاطی از دو منحنی بفاصله



شکل ۸ ـ منحنی نمایش بزرگی زلزله

صد کیلومتر از مرکز زلزله باید طی کنندتابروی یکدیگر قرارگیرند بزرگی زلزله نامند. لگاریتم مورداستفاده لگاریتم اعشاری است.

هرگاه A ماکزیمم دامنه نوسان زلزله مورد مطالعه برروی نوار زلزله‌سنج استاندارد واقع در فاصله مشخصی از مرکز زلزله باشد و A_0 دامنه زلزله استاندارد باشد بنابه تعریف M بزرگی زلزله عبارتست‌از:

$$M = \log A - \log A_0$$

برای آنکه مبنای بزرگی کاملاً بنحو منجزی مشخص گردد لازم‌است بنکات اساسی زیرتوجه‌شود.

۱ ـ دستگاهی که برای ثبت و ارزیابی زمین‌لرزه بکار میرود باید استاندارد باشد.

۲ ـ محلی که لرزش زلزله اندازه‌گیری شده‌است باید مشخص باشد.

۳ ـ لرزش استانداردی که ماکزیمم دامنه نوسان آن با A_0 نمایش داده‌میشود باید معین باشد.

لرزش استاندارد بنام لرزش صفر نیز نامیده میشود. زیرا هرگاه $A=A_0$ باشد بزرگی نیز مساوی صفر خواهدشد $M=O$ بدیهی است بزرگی صفر باین‌معنی نیست که زلزله‌ای روی‌نداده‌است زیرا زلزله‌های کوچکتر از لرزش صفر بشکل بزرگی منفی بیان میگردد.

از اینرو دامنه A_0 را انقدر کوچک اختیار میکنند تا کلیه زلزله های رویداده را بتوان با عدد مثبتی بیان کرد مقدار A_0 را مساوی با دامنه نوسانی برابر با یکهزارم میلیمتر که بر روی نوار دستگاه زلزله سنج استانداردی که بفاصله صد کیلومتر از مرکز زلزله واقع است ثبت کند اختیار میکنند بنابراین زلزله‌ایکه برروی نوار دستگاه استانداردیکه درفاصله صد کیلو متری مرکز زلزله واقع است منحنی با دامنه ماکزیمم یک میلیمتر ثبت کند بزرگیش برابر با سه خواهد بود. از اینرو تعریف کلی بزرگی زلزله را بدینگونه میتوان‌بیان داشت:

بزرگی زلزله عبارتست از لگاریتم اعشاری ماکزیمم دامنه‌نوسان رسم‌شده بر روی نوار زلزله‌سنج پیچشی بر حسب میکرون که مدت پریود مخصوص‌آن ۰٫۸ ثانیه و بزرگ نمائی ۲۸۰۰ و درجه خفگی آن هشتاد درصد خفگی بحرانی است و دستگاه بفاصله ۱۰۰ کیلومتر از مرکز حدوث زلزله قرارگرفته است.

رابطه بین بزرگی زلزله و دامنه نوسان رسم شده بر روی نوار زلزله سنج همانند رابطه‌ایست که بین قدرت یکدستگاه فرستنده‌رادیو و بزرگی علائم‌دستگاه گیرنده بخصوص وجوددارد. بزرگی علائم‌دستگاه گیرنده بستگی بفاصله و قدرت دستگاه فرستنده دارد و با چگونگی شرایط مسیریکه امواج بین دستگاه فرستنده وگیرنده طی میکند وبزرگ نمائی ونوع دستگاه گیرنده فرق خواهد کرد.

مقیاس بزرگی بر این اساس بوجود آمد تا در ارزیابی زلزله از بعضی آمار بی معنی و اشتباهات ناشی از بر آورد اثرات زلزله در نقاط بخصوص آنهم بدون توجه بفاصله نقطه مورد نظر از مرکز زلزله و جنس زمین و استحکام ساختمانهای صدمه دیده مصون ماند.

کارشناسان زلزله ضمن‌مطالعه باین نتیجه رسیدند که بزرگی زلزله با انرژی آزاد شده که بصورت

امواج ارتجاعی منتشر میشود بستگی دارد . قسمتی از انرژی بصورت کار ناشی از برجهیدن پوسته زمین در مقابل قوه ثقل ویا حرکت افقی و شکستن مواد در نقطه بریدگیهای زمین تظاهر میکند و بخش دیگر بشکل انرژی حرارتی ازبین خواهد رفت.

ضمن مطالعه معلوم گردید که فقط مقدار کمی انرژی درطول مسیر مصرف میگردد لذا انرژی آزاد شده را میتوان از روی دامنه و پریود منحنی های ثبت شده محاسبه کرد.

برای محاسبه انرژی آزاد شده فرمولهای تجربی بسیاری پیشنهادشده‌است که در اینجا بذکر فرمول تجربی گوتنبرگ اکتفا میکنیم.

۱ - $$\log E = ۹/۹ + ۱/۹M - ۰/۰۲۴M^۲$$

ویا

۲ - $$\log E = ۹/۱ + ۱/۷۵M + \log(۹ - M)$$

در فرمولهای بالا M نمایش بزرگی زلزله و E انرژی آزاد شده برحسب ارگ است.

شدت و بزرگی زلزله ظاهراً دو عامل مستقل ازیکدیگر هستند زلزله‌ای به‌بزرگی قابل توجه مثلاً ۸ بشرط آنکه کانونش درعمق ۳۰۰ تا ۶۰۰ کیلومتری سطح زمین باشد با شدت ضعیفی تظاهر میکند در حالیکه زلزله کوچکتری مانند زلزله اقادیر که بزرگیش معادل ۷٫۵ بوده‌و انرژی آزاد شده‌اش ۳۴۰۰ مرتبه کمتر از انرژی‌آزاد شده توسط زلزله‌ای به‌بزرگی ۸ است شدتش درمنطقه مرکزی مساوی با XI بوده‌است زیرا کانونش فقط درعمق ۳ کیلومتری سطح زمین قرارداشت.

بسیاری از افراد علاقمندند زلزله را با بمب های اتمی مقایسه کنند . طبق آمار رسمی بمب‌اتمی نظیر بمب هیروشیما انرژی برابر با ۸×۱۰^{۲۰} ارگ (erg) آزاد میکند.

زلزله بوئین‌زهرا که طبق برآورد مرکز تحقیقاتی زلزله پاسادنا Pasadena بزرگیش برابر ۷٫۵ و زلزله اخیر خراسان که بزرگیش برابر ۷٫۸ برآورد شده است. انرژی آزادشده دو زلزله فوق برطبق فرمول شماره(۱) به‌ترتیب مساوی با $۶/۳ \times ۱۰^{۲۲}$ و $۱/۸ \times ۱۰^{۲۳}$ ارگ‌میباشد. بزرگترین زلزله‌ایکه تاکنون دستگاههای زلزله‌نگار ثبت کرده‌اند زلزله سال ۱۹۶۰ شیلی به بزرگی ۸٫۷ است که معادل $۴/۱ \times ۱۰^{۲۴}$ ارگ انرژی آزاد کرده‌است.

سه زلزله فوق‌الذکر به ترتیب درحدود ۸۰ و ۲۲۵ و ۵۱۰۰ بمب اتمی نظیر بمب هیروشیما انرژی آزاد کرده‌اند.

روابط تجربی‌مابین بزرگی و عمق کانون و شدت زلزله درمنطقه مرکزی و یا در وسعتی که تحت تأثیر زلزله قرار میگیرد بر قرارگردیده است که بعنوان نمونه فرمول شبالین Shebalin کارشناس جوان روسی راکه در سال ۱۹۵۵ پیشنهاد کرده‌است ذکر میکنیم.

$$۰/۹\text{LogE}-\text{I}=۳/۸\text{Log h}-۳/۲ \qquad ۳-$$

ویا

$$۰/۹\text{Log E}-\text{I}=۳/۱\text{Log h}-۴/۴ \qquad ۴-$$

در فرمولهای فوق ماکزیمم شدت زلزله در منطقه مرکزی برحسب مقیاس اصلاحی مرکالی و h عمق کانون برحسب کیلومتر و E انرژی آزادشده برحسب مکاژول است . (هر مکاژول مساوی با $۱۰^{۱۳}$ ارگ است).

فرمول (۳) برای زلزله هائیکه کانونشان در عمق سطحی و تا ۷۰ کیلومتر و فرمول (۴) برای زلزله هائیکه کانونشان در عمقی بیش از ۸۰ کیلومتر واقع است صادق میباشد.