زلزله شناسی

فهرست

– پیشگفتار 1

– مقدمه و تاریخچه 2

– ساختار زمین 7

– مکانیزم عمل زلزله 29

– ثبت و پیش بینی زلزله 36

پیشگفتار

بسیاري از افرادي که میخواهند با مفاهیم امداد و نجات آشنا شوند و اینکه بتوانند براي شرایط بحران خود را آماده مقابله نمایند، بر این باورند که نیازي به شناخت پدیده زلزله و اساس و پایه هاي علمي آن ندارند. به این افراد باید گفت که براي مقابله با هر پدیده اي باید ابتدا آن را تا حدودي شناخت ، چرا که با شناخت مکانیسم زلزله، خانواده ها بهتر میتوانند براي مقابله

با آن تصمیم بگیرند و راههاي صحیح مقاوم سازي را انتخاب نمایند. براي مثال نقاط امن را تشخیص دهند و بدانند که زلزله چگونه و چه نوع سازه ها را تخریب میکند.
در این مقاله تمام مفاهیم زلزله از پایه هاي زمین شناسي آن گرفته تا نحوه اندازه گیري و سایر مسائل درگیر با آن مورد بحث و بررسي قرار میگیرد.

تحول کره زمین توسط پدیده های مختلف طی میلیونها سال آن را به مکانی مناسب برای زندگی جانداران تبدیل نموده است و استمرار این پدیده ها می تواند حافظ ادامه زندگی بر روی آن باشد . این تغییر و تحول در عین سازندگی برای بشر و سایر جانداران خطرهایی در پی دارد. وقوع طوفان و سیل از جمله پدیده های طبیعی هستند که می توانند در صورت عدم آمادگی کافی انسان، آسیبهای جانی و مالی سنگینی به دنبال داشته باشند. طی قرنها بشر آموخته است تا با توجه به شرایط آب و هوای محلی چگونه خانه و کاشانه خود را در مقابل آسیب ناشی از این پدیده ها مصون سازد. زمین لرزه نیز از جمله پدیده های طبیعی است که باید افرادی که در مناطق زلزله خیز زندگی می کنند در مقابل خطر آن خود را مصون نمایند. در کشور ما متاسفانه به علت عدم شناخت کافی افراد از این پدیده طبیعی، هر از چندی وقوع آن زیانهای جانی و مالی سنگینی به دنبال دارد.

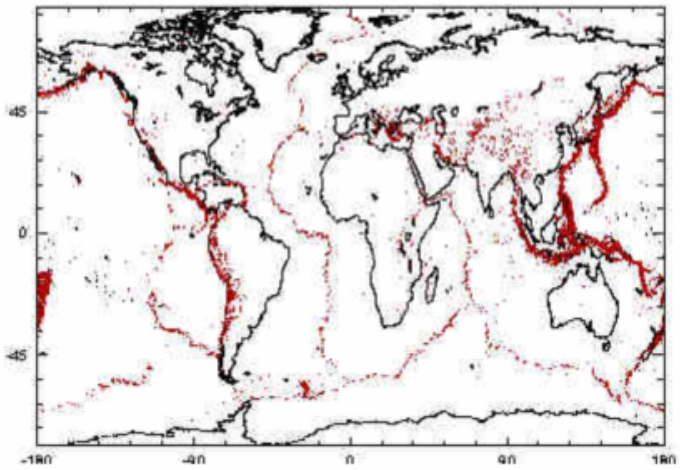
زمین لرزه یکی از ویژگیهای سیاره فعال زمین می باشد و مثل پدیده سیل و طوفان باید بشر خود را در مقابل عوارض آن آماده نماید. محل زمین لرزه ها بیشتر در کناره صفحه های سنگ کره قرار دارند. رویداد زمین لرزه در داخل این صفحه ها نیز امکان می دهد تا نتیجه گرفته شود که هر صفحه از ورقه های کوچکتر درست شده است. به قول آقای بولن، یکی از دانشمندان برجسته علم زمین شناسی ، دانش زمینلرزه شناسی اطلاعات ما را در باب درون زمین از قلمرو افکار ابتدایی به مراحل سنجشهای علمی ارتقاء داده است. در واقع موجهایی که بوسیله زلزله ها سرتاسر درون زمین و هسته مرکزی آن را می پیمایند، توسط پوسته و ساختمان درون زمین مسیرشان قالب ریزی می شود. این همان تفسیری است که آقای بولن انجام داده و زمین را دارای پوسته ، گوشته، هسته بیرونی و هسته درونی ترسیم کرده است . دستگاههای اندازه گیری و ثبت زمین لرزه ها براساس آونگها و با خاصیت الکترومغناطیسی طراحی شده اند. کشور ما هم در یکی از مناطق فعال جهان واقع شده است و وقوع زمین لرزه های قوی در نقاط مختلف آن خسارتهای جانی و مالی زیادی بر جای می گذارد . طر رویداد زمین لرزه در نقاط مختلف کشورمان وظیفه سنگینی را بر دوش ما نهاده تا با کسب آگاهی و شناخت بهتر از زمین لرزه نسبت به مقاوم سازی خانه هایمان و کاهش خطرات ناشی از زلزله توجه بیشتر داشته باشیم.

مقدمه و تاریخچه

زلزله ها بيشتر در كجا اتفاق مي‌افتند

سالیانه در کره زمین بطور میانگین یك زلزله بسیار شدید به بزرگي ۸ ریشتر، ۱۰۰زلزله نسبتاً شدید، هزاران زلزله متوسط و حدود ۳میلیون زلزله خفیف اتفاق مي افتد، يعني ما در روي زمين هر دقیقه با حدود ۷ زلزله مواجه هستیم.

اكثز قريب به اتفاق زلزله‌ها در حاشيه قاره ها و حاشيه اقيانوسها اتفاق مي‌افتند. پوسته زمين از چندين صفحه تشكيل شده است كه نسبت به يكديگر حركت مي‌كنند. اين حركات باعث ايجاد زلزله در حاشيه اين صفحات مي‌گردد. در نقشه شكل زير مناطق زلزله خيز جهان با رنگ تيره مشخص شده است.



پراکندگی رومرکز زلزله‌های بزرگتر از ٤ ریشتر که در فاصله زمانی سالهای ۱۹۷۷ تا ۱۹۹٤ ثبت شده‌اند.

تاريخچه مرگبارترين زلزله هاي جهان

در جدول زير، مرگبارترين زلزله هاي جهان خلاصه شده است.

مرگبارترين زلزله هاي جهان

تاريخ	محل وقوع زلزله	تعداد كشته ها	بزرگا	توضيحات
23 ژانويه 1006	چين، شانسي	830,000		
11 اكتبر 1737	هندوستان، كلكته	300,000		
27 جولاي 1976	چين، تانگشان	255,000	8.0	
9 آگوست 1138	سوريه، آلپو	230,000		
22 مي 1927	چين، نزديک زنينگ	200,000	8.3	شكستهاي بزرگ
22 دسامبر 856+	ايران، دامغان	200,000		
16 دسامبر، 1920	چين، گانسو	200,000	8.6	شكستهاي بزرگ، زمين لغزش
23 مارچ، +893	ايران، اردبيل	150,000		
1 سپتامبر، 1923	ژاپن، كوانتو	143,000	8.3	آتشسوزي بزرگ توكيو
5 اكتبر، 1948	تركمنستان، عشق آباد	110,000	7.3	
28 دسامبر، 1908	ايتاليا، مسينا	70 الي 100 هزار نفر	7.5	
سپتامبر، 1290	چين، چيلي	100,000		
نوامبر، 1667	قفقاز، شمخا	80,000		
18 نوامبر، 1727	ايران، تبريز	77,000		
ا نوامبر 1755	پرتقال، ليسبون	70,000	8.7	آبرانش عظيم
25 دسامبر	چين، گانسو	70,000	7.6	

1932				
31 مي 1970	پرو	66,000	7.8	سنگ لغزش بزرگ و سيل
11 ژانويه 1693	ايتاليا، سيسيلي	30 الي 60 هزار نفر	7.5	
4 فوريه 1783	ايتاليا، كالابريا	50,000		
20 ژانويه 1990	ايران، منجيل	50,000	7.7	زمين رانش

در این جدول همانطور که مشخص شده است، چهار مقام به ایران اختصاص یافته است.

کشور ما و خطر زلزله

ايران روي نوار طولاني زلزله آسيا تا اروپا در حاشيه جنوبي صفحه عظيم اوراسيا واقع شده است. صفحه اوراسيا از شمال، صفحه هند ـ استراليا از جنوب شرقي و صفحه عربي از جنوب غربي در محل تلاقي خود ناحيه اي مثلثي شكل تشكيل داده اند كه ايران را در برمي گيرد.
هر ضلع اين مثلث مرز صفحاتي است كه گسلهاي مهم و فعال در آن قراردارند. برآيند فشار اين اضلاع حدود شمال شرقي كشور است. با اين ترتيب حدود ۹۰٪ حوزه هاي انساني كشورمان در معرض خطر زلزله اند بطوريكه در قرن گذشته ۲۰زمين لرزه بزرگ كه هركدام بيش از ۵۰۰۰قرباني داشته در كشورمان ثبت گرديده است.

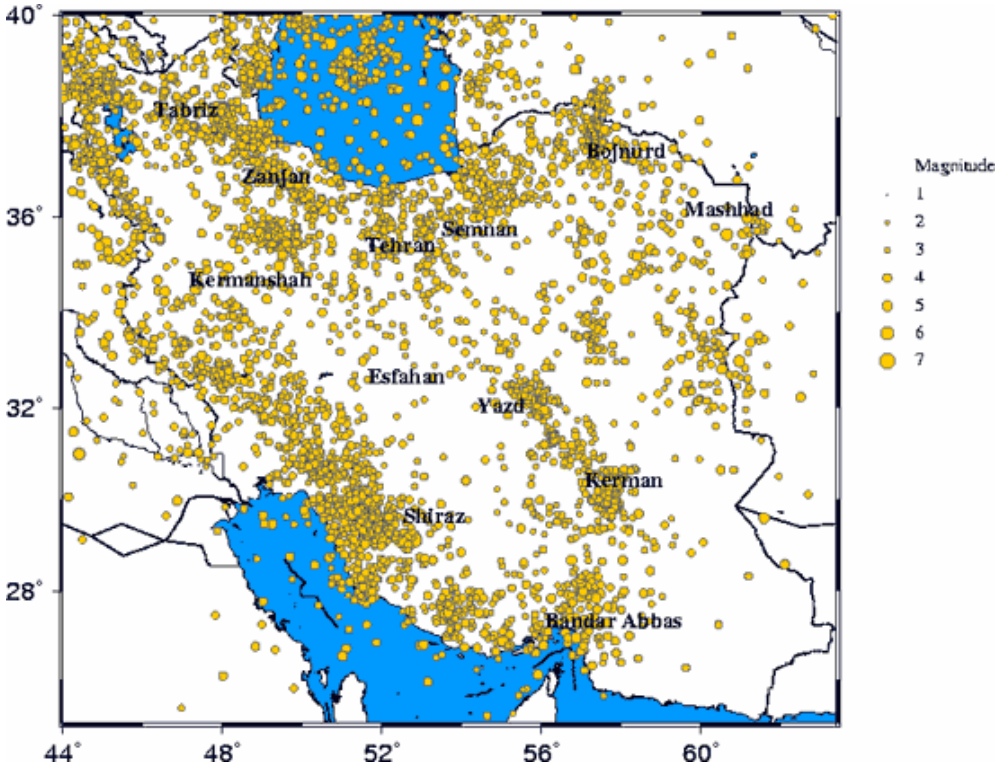
تاريخچه زمين لرزه هاي بزرگ در ايران

-آوریل سال 1960 (فروردین / اردیبهشت 1339) 450 تن در شهر لار، واقع در جنوب کشور کشته شدند .
-سپتامبر 1962 (شهریور / مهر 1341) 11 هزار تن کشته و 200 روستا در غرب تهران ویران شد.
-اوت 1968 (مرداد / شهریور 1347) حدود 10 هزار تن در استان خراسان جان سپردند .
-آوریل 1972 (فروردین / اردیبهشت 1351) پنج هزار و 44 تن در جنوب کشور کشته شدند .
-آوریل 1977 (فروردین / اردیبهشت 1356) حدود 900 تن در منطقه اصفهان جان باختند .
-سپتامبر 1978 ((شهریور / مهر 1357) 25 هزار تن در شرق ایران کشته شدند .
-نوامبر 1979 (آبان / آذر 1358) 600 تن در شمال شرقي ايران جان سپردند .
-ژوئن 1981 (خرداد / تیر 1360)، یکهزار و 28 تن در استان کرمان کشته شدند .
-ژوئیه 1981 (تیر/ مرداد 1360) یکهزار و 300 تن در استان کرمان جان باختند .
21 -ژوئن 1990 (31 خرداد 1369) حدود 40 هزار تن در شهر رودبار در شمال کشور در اثر سنگین ترین زمین لرزه کشته شدند .
28 -فوريه 1997 (10 اسفند 1375) حدود يك هزار و 100 تن در اردبيل كشته شدند، بزرگي آن زمين لرزه، 5/5 درجه در مقياس ريشتر بود .
10 -مه 1997 (20 ارديبهشت 1375) يكهزار و 613 تن در بيرجند بر اثر زمين لرزه با بزرگي 7/1 درجه در مقياس ريشتر، جان باختند .
1 -تير 1381 :زلزله چنگوره – آوج با بزرگاي 6/5 ريشتر
5 -دي ماه 1382: حدود 40 هزار نفر در بم كشته شدند

از نظر لرزه خیز بودن ایران به پهنه های زیر تقسیم می شود

پهنه با خطر نسبي بسيار زياد مانند: تهران، تبريز، قزوين، كرج، درود، قوچان، قائن، طبس و...
پهنه با خطر نسبي زياد مانند: مشهد، شاهرود، دزفول، همدان، مسجدسليمان، شيراز و...
پهنه با خطر نسبي متوسط مانند: اصفهان، اهواز، اراك، اروميه، سيرجان و...
پهنه با خطرنسبي كم مانند: آبادان، خرمشهر، ماهشهر و...

وضعیت لرزه خیزی نقاط مختلف کشور در نقشه صفحه بعد مشخص شده است.



زمینلرزه 5 دیماه 1382 بم در ساعت5:26:26 به وقت محلی در شهر تاریخی بم در جنوب شرقی کشور و در جنوب شرقی کرمان رخ داد. این زلزله در ساعات آغازین بامداد که اکثر ساکنان بم خواب بودند اتفاق افتاد، که این مساله را می توان به عنوان یکی از عوامل تشدید تلفات جانی در نظر گرفت. آمار تلفات رسمی بیش از 40000 نفر و مجروحان حدود 50000 نفر اعلام گردید. بیش از 100000 نفر نیز بی خانمان شدند.

چشمهايتان را ببنديد و انگشتتان را روي نقطه اي از نقشه ايران بگذاريد، زلزله بعدي آنجاست!»

راستي زلزله چيست و راهكارهاي مناسب در مقابل آن چيست؟

زلزله پديده اي طبيعي است كه به دليل عدم برخورد مناسب ما در مقابل طبيعت اين پديده فاجعه آميز جلوه مي كند.

مثلاً ۳ روز قبل از زلزله بم در كاليفرنياي آمريكا زلزله اي با همان بزرگي زلزله بم اتفاق افتاد كه فقط ۳قرباني گرفت و يا وقوع زلزله اي با قدرت ۸ ريشتر در مهرماه امسال در ژاپن فقط يك قرباني گرفت.

معمولاً خبر زلزله وقتي خوب منعكس مي شود كه تلفات زيادي داشته باشد وگرنه زلزله اي شديد ولي با تلفات كم از ديد عامه زلزله بزرگي محسوب نمي شود.

خطر زلزله در تهران

آخرين زلزله شديد در تهران، با بزرگي ۷ ريشتر در ۱۷۹سال پيش اتفاق افتاد كه باتوجه به احتمال دوره بازگشت ۱۵۰ساله زلزله، احتمال خطر را گوشزد مي كند.براساس مطالعات همكاريهاي بين المللي ژاپن (جايكا) ، احتمال زلزله اي بزرگ تا ۱۰سال آينده در تهران حدود ۶۰٪ عنوان گرديده است. عواملي مانند روانگرايي خاك تهران بعلت آبرفتي و ماسه اي بودن زمين و نيز عدم وجود فاضلاب كه باعث اشباع لايه ماسه اي و دادن حالت خميري به آن مي شود، در صورت زمين لرزه خطر تخريب و واژگوني ساختمانها را بيشتر خواهدنمود.

لرزه خيزي شهر تبريز

تاريخ كهن شهر تبريز امكان ثبت زلزله‌هاي تاريخي را فراهم آورده است؛ چرا كه با وجود تمدن بشري، بلاياي بزرگ در تاريخ آن سرزمين ثبت شده اند كه امكان مطالعه علمي پديده‌هاي دوره‌اي و تعيين دوره هاي بازگشت آنها را نيز فراهم مي‌آورد كه بدين دليل بررسي متون تاريخي در جستجوي زلزله‌هاي گذشته امري بسيار مهم مي‌باشد. جهت واقف شدن به اهميت موضوع زمين لرزه‌هاي شهر تبريز، ذكر اين نكته كافي است كه زلزله 18 دي ماه سال 1158 هـ.ش. (1780 ميلادي) به عنوان يكي از مخربترين و مرگبارترين زلزله‌هاي جهان با 77 هزار كشته در ليستي كه از سوي سازمان زمين شناسي آمريكا منتشر گرديده است، خودنمايي مي‌كند.

آقاي يحيي ذكاء در كتابي تحت عنوان "زمين لرزه هاي تبريز" در يک كار تحقيقاتي بزرگ به بررسي پديده زمين لرزه در كتابهاي تاريخي و سفرنامه هاي مربوط به شهر تبريز پرداخته است و بترتيب تاريخ آنها را بيان نموده است. در مقاله حاضر نيازي به بيان دقيق يک به يک آنها نيست. فقط بيان اين نكته كافي است كه شهر تبريز در طول تاريخ مكتوب خود 12 بار با خاک يكسان شده است [1]. تعدادي از اين تاريخهاي مهم عبارتند از: سال 791 ميلادي، 858، 1041، 1721، و آخرين زمين لرزه مهيب سال 1780 ميلادي.

ساختار زمین

تشکیل اولیه کره زمین

كره زمين يک جزء بسيار كوچک از كاينات پهناور است، ولي خانه ماست. كره زمين منابع مورد نياز براي جامعه پيشرفته و عناصر زندگي ما را تامين ميكند. بنابراين آگاهي از اين سياره براي ادامه زندگي ما حياتي است.

پديد آمدن زلزله‌هاي اخير كه حاصل جابجائي در پوسته زمين است، و انفجار مواد مذاب از يک آتشفشان فعال، تنها نمايشگر قسمتهاي پاياني از يک پروسه طولاني است كه ساختار كنوني كره زمين را بوجود آورده است. پديده‌هاي زمين شناسي كه در داخل زمين اتفاق مي‌افتند تنها در سايه توجه به تاريخچه كره زمين و نحوه تغييرات آن در طول ساليان كهن قابل شناخت است. به همين منظور ابتدا خلاصه اي از پيدايش اوليه كره زمين ارائه ميگردد.

كره زمين يكي از 9 سياره‌اي است كه به همراه چندين قمر و تعداد زيادي اجسام كوچكتر به گرد خورشيد مي‌گردند. طبيعت منظم و مرتبي كه بر منظومه شمسي حاكم است، محققان را به اين استنتاج هدايت مي‌كند كه زمين و ساير كرات هم زمان با خورشيد و از عناصر اوليه يكساني تشكيل شده باشند. بر اساس **فرضيه سحابي**[1]، اجسام منظوم شمسي از يک توده بزرگ ابر دوار به نام **ابر خورشيدي**[2] تكوين يافته است كه اين توده سحابي غالبا از هيدروژن و هليم و درصد پاييني از عناصر سنگينتر تركيب يافته بود.

حدود 5 ميليارد سال پيش، اين توده بزرگ ابر از گاز و ذرات ريز بر اساس جاذبه شروع به كشيده شدن به سمت همديگر كردند. با منقبض شده اين ابر مارپيچي بر سرعت چرخش آن افزوده مي‌شد. با گذشت زمان اين توده پراكنده تبديل به يک ديسک صاف با تمركز مواد در مركز آن گرديد.

همراه با انباشته شدن مواد براي تشكيل كره زمين، اصابت ذرات سحابي با سرعت بالا و زوال عناصر راديواكتيو باعث افزايش تدريجي دماي كره زمين گرديد. اين افزايش دما به اندازه‌اي بود كه گرماي لازم براي ذوب آهن و نيكل را تامين نمود. پديده ذوب، حبابهاي مايعي از فلزات سنگين ايجاد نمود كه به سمت مركز سياره زمين فررفتند.

علاوه بر اين، در دوره ذوب، توده‌هاي شناوري از سنگ مذاب به سطح كره زمين انتقال يافتند كه با استحكام يافتن در سطح كره زمين، پوسته اوليه آن را تشكيل دهند. اين مواد سنگي غني از اكسيژن و عناصر oxygen seeking بخصوص سيليكون و آلومينيوم و مقدار كمتري كلسيم، سديم، پتاسيم، آهن و منگزيم بودند. اين دوره اوليه تفكيک شيميايي، سه لايه اساسي داخلي زمين يعني هسته غني از آهن، پوسته ابتدائي باريک و بزرگترين لايه زمين به نام گوشته را كه بين هسته و پوسته قرار دارد را بوجود آورد.

ساختار دروني زمين:

پديد آمدن زلزله هاي اخير كه حاصل جابجائي در پوسته زمين است، و انفجار مواد مذاب از يک آتشفشان فعال، تنها نمايشگر قسمتهاي پاياني از يک پروسه طولاني است كه ساختار كنوني كره زمين را بوجود آورده است. پديده‌هاي زمين شناسي كه در داخل زمين اتفاق مي‌افتند تنها در سايه توجه به تاريخچه كره زمين و نحوه تغييرات آن در طول ساليان كهن قابل شناخت است.

در ابتداي پيدايش كره زمين، بدليل بالا بودن دماي آن، تمام مواد تشكيل دهنده آن بصورت مذاب بودند كه بدليل تفاوت در وزن و چگالي اين مواد، سه لايه اصلي در سطح زمين پديد آمده است. اين تقسيم بندي بر اساس تفاوت خصوصيات شيميايي مواد تشكيل دهنده آن قابل تشخيص است:

***1.پوسته**[1]:*

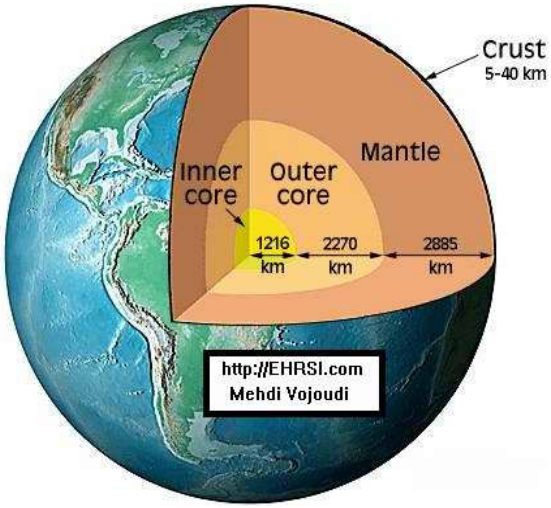
پوسته كره زمين لايه نسبتا كم عمقي است كه اين لايه سنگي سطحي، به دو نوع كلي تحت عنوان پوسته قاره‌اي و پوسته اقيانوسي طبقه‌بندي مي‌شود. پوسته اقيانوسي حدود 7 كيلومتر ضخامت داشته و از سنگهاي آذريني تحت عنوان "بازالت" تشكيل شده است. در مقابل پوسته قاره اي داراي ضخامت متوسط 35-40 كيلومتر است ولي در برخي مناطق كوهستاني ممكن است از 70 كيلومتر نيز تجاوز نمايد .برخلاف پوسته اقيانوسي، كه از مواد شيميائي يكنواختي تشكيل شده است، پوسته قاره‌اي شامل انواع مختلفي از سنگها مي‌باشد. قسمت فوقاني پوسته قاره‌اي از سنگهاي گرانيتي تشكيل شده، در حالي كه قسمت تحتاني آن شبيه بازالت است .

2.گوشته[2]:

بيش از 82 درصد از حجم زمين در گوشته قرار دارد كه يک ورقه جامد و سنگي را تا عمق 2900 كيلومتري تشكيل مي‌دهد. مرز بين پوسته و گوشته، تفاوت فاحشي را در مشخصات شيميايي نشان مي‌دهد.

3.هسته[3]:

تصور مي‌شود كه تركيب اصلي هسته از آلياژ آهن-نيكل با مقادير كمي از اكسيژن، سيليكون و سولفور باشد. بدليل فشار زياد در هسته مواد تشكيل دهنده آن داراي چگالي بالايي حدود 14 برابر چگالي آب در سطح زمين هستند.



شكل 1 :تقسيم بندي داخل كره زمين از نظر شيميائي

مشخصه داخل كره زمين افزايش تدريجي دما، فشار و چگالي مواد تشكيل دهنده با افزايش عمق است. برآورد مي‌شود كه دما در عمق 100 كيلومتري بين 1200 تا 1400 درجه سانتيگراد باشد، درحالي كه دما در مركز كره زمين ممكن است از 6700 درجه سانتيگراد نيز تجاوز نمايد. افزايش تدريجي در دما و فشار با عمق، مشخصات فيزيكي و در نتيجه رفتار مكانيكي مواد تشكيل دهنده زمين را تحت تاثير قرار مي‌دهد .وقتي ماده‌اي تحت گرما قرار مي‌گيرد، اتصالات شيميائي آن ضعيف شده و مقاومت مكانيكي آن كاهش مي‌يابد و درصورتي كه دما از نقطه ذوب ماده مورد نظر فراتر رود اتصالات شيميائي شكسته شده و پديده ذوب اتفاق مي‌افتد. اگر دما تنها معيار تعيين كننده ذوب مواد بود در اين صورت بايد كره زمين تبديل به يک توپ مذاب با يک پوسته نازک جامد مي‌شد. درحالي كه فشار نيز با عمق افزايش مي‌يابد و تمايل دارد كه مقاومت سنگ‌ها را افزايش دهد. بر اساس مشخصات فيزيكي و مقاومت مكانيكي ميتوان زمين را به 5 لايه مختلف تقسيم بندي نمود :*ليتوسفر[4]* ، *استنوسفر [5]*، *مزوسفر[6] يا گوشته پايييني*، *هسته بيروني و هسته دروني*.

<u>ليتوسفر(سنگ كره)</u>

بر اساس مشخصات فيزيكي، لايه بيروني كره زمين شامل پوسته و لايه خارجي گوشته است كه تشكيل دهنده يک لايه نسبتا سرد و صلب ميباشند درحالي كه اين لايه‌ها از مواد متفاوت شيميايي تشكيل شده است، ولي بدليل سرد بودن و مقاوم بودن رفتار واحدي را از خود نشان مي-دهد (شكل.(2

ليتوسفر در قسمت قاره‌اي بطور متوسط 100 كيلومتر ضخامت دارد ولي ممكن است به بيش از 250 كيلومتر در زير قسمتهاي قديمي قاره‌ها برسد .در زير اقيانوسها ضخامت ليتوسفر از چند كيلومتر

در قسمت رشته کوههاي اقيانوسي[7] تا حدود 100 کيلومتر در قسمتهاي قديمي‌تر و سردتر پوسته اقيانوسي مي‌رسد.

<u>استنوسفر :</u>

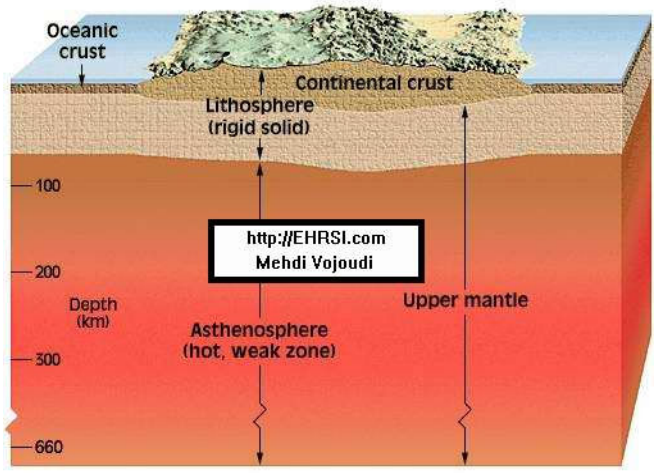
در زير ليتوسفر و در قسمت فوقاني گوشته، تا عمق 660 کيلومتر، يک لايه نرم و نسبتا ضعيف قرار دارد که به عنوان استنوسفر شناخته مي‌شود. قسمت بالاي استنوسفر داراي چنان دما و فشاري است که منجر به ذوب بسيار اندکي از اين لايه مي‌شود. در برابر اين ناحيه ضعيف، ليتوسفر جدا از لايه زيرين خود است و نتيجه اين جدا بودن حرکت مستقل ليتوسفر نسبت به استنوسفر است.

<u>مزوسفر يا گوشته پائيني:</u>

زير ناحيه ضعيف استنوسفر، افزايش فشار اثر دماي بالا را خنثي کرده و سنگها تا حدودي با افزايش عمق مقاومتر مي‌شوند. در عمق 660 کيلومتر تا 2900 کيلومتر يک لايه صلب‌تر به نام مزوسفر (کره مياني) يا گوشته پائيني يافت مي‌شود. برخلاف مقاومت آنها، سنگهاي مزوسفر همچنان گرم بوده و توانائي جريان يافتن را دارا مي‌باشند.

<u>هسته داخلي و خارجي:</u>

هسته که تشکيل يافته از آلياژ آهن – نيکل مي‌باشد، به دو لايه تقسيم مي‌شود که مقاومت مکانيکي کاملا متفاوتي را نشان مي‌دهند. هسته خارجي يک لايه مايع به ضخامت 2270 کيلومتر مي‌باشد. ثابت شده است که جريان آهن مذاب در اين لايه باعث ايجاد ميدان مغناطيسي در کره زمين است. هسته داخلي يک کره به شعاع 3486 کيومتر است .برخلاف دماي بالاتر هسته داخلي، مواد تشکيل دهنده آن مقاومتر هستند.



شکل 2 :لايه‌هاي سطحي زمين بر اساس مشخصات فيزيکي

زمين متغير:

زمين يک کره متحرک است! اگر ما بتوانيم صد ميليون سال به عقب برگرديم، چهره زمين را با آنچه که امروز مي‌بينيم کاملا متفاوت خواهيم يافت. هيچ اثري از کوههاي آلپ يا خليج مکزيک نخواهد بود، در عوض قاره‌هايي در ابعاد، اشکال و موقعيتهاي متفاوتي خواهيم يافت. بر خلاف زمين در چند ميليارد سال گذشته هيچ تغير اساسي در سطح کره ماه بوجود نيامده است (فقط چند گودال اضافه شده است).

تئوري صفحه زمينساخت[1]

در طول چند دهه اخر درباره كره متغيرمان مطالب بسيار زيادي آموخته‌ايم. در اين مدت تحولي عظيم در فهم ما از زمين بوجود آمده است. اين تحول ابتداي قرن بيستم با ارائه پيشنهاد مربوط به جابجائي قاره‌اي[2] - تئوري كه بيان مي‌كند قاره‌ها بر روي كره زمين حركت مي‌كنند – آغاز گرديد. اين مطلب با فرض ثابت بودن قاره‌ها و كف اقيانوسها كه تا آن زمان مورد قبول بود در تضاد اساسي قرار داشت و به همين دليل نيز 50 سال طول كشيد تا داده كافي براي اثبات اين نظريه جمع آوري شود.

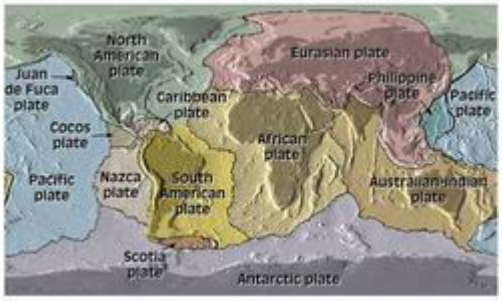
بر اساس تئوري صفحه زمينساخت، پوسته خارجي صلب زمين (ليتوسفر) به تكه‌هاي متعددي شكسته شده است كه هركدام از آنها صفحه[3] نام دارند كه در حال حركت بوده و بصورت بي‌وقفه تغيير شكل و اندازه مي‌دهند. همانگونه كه در شكل 1 و شكل 2 مشاهده مي‌شود، هفت صفحه اصلي در ليتوسفر شناخته شده است. اين صفحات عبارتند از: آمريكاي شمالي، آمريكاي جنوبي، اقيانوسيه، آفريقا، اوروآسيا، استراليا و قطب جنوب.

صفحات با ابعاد متوسط مانند كارائيب، نازكا، فيليپين، عربي، كوكوس و صفحه اسكاتيا هستند و علاوه بر آنها صفحات متعددي با ابعاد كوچكتر شناخته شده است. توجه نماييد كه يک صفحه بزرگ ممكن است شامل يک قاره كامل و سطح بزرگي از كف دريا باشد (مانند صفحه آمريكاي جنوبي). در حالي كه هيچ صفحه‌اي دقيقا بر اساس مرز يک قاره شناخته نشده است.

صفحات سنگ كره با سرعت بسيار پايين ولي بطور مداوم نسبت به هم درحال حركت هستند كه بطور متوسط 5 سانتيمتر در سال است. اين حركت به بدليل توزيع نامساوي حرارت در داخل كره زمين است. مواد داغ كه در عمق گوشته قرار دارند، به آرامي به سوي بالا حركت مي-كنند و به عنوان يكي از سيستمهاي همرفت دروني سياره عمل مي‌نمايند. همزمان، قطعت سردتر و چگالتر سنگ‌كره در داخل گوشته فرو مي‌روند. درنهايت حركت عظيم و كند صفحات سنگ كره منجر به ايجاد زمين لرزه‌ها، آتشفشانها و تغيير شكل توده‌هاي بزرگ سنگي به صورت كوه‌ها مي-گردد.

پديده همرفت در داخل كره زمين همانند جريان همرفتي است كه وقتي كتري پر از آب بر روي آتش قرار داده مي‌شود در آن اتفاق مي‌افتد. آب قسمت تحتاني آب قبل از قسمتهاي ديگر گرم شده و در اثر انبساط چگالي آن كاهش مي‌يابد و اين باعث جريان يافتن آب به سمت بالا شده و همزمان آب نسبتا سردتر از سطح آب به سمت كف كتري حركت كرده و آب سرد و گرم جايگزين يكديگر مي‌گردد.

شكل 1: صفحات اصلي سازنده سطح كره زمين



شکل 2: صفحات اصلي سازنده سطح کره زمين

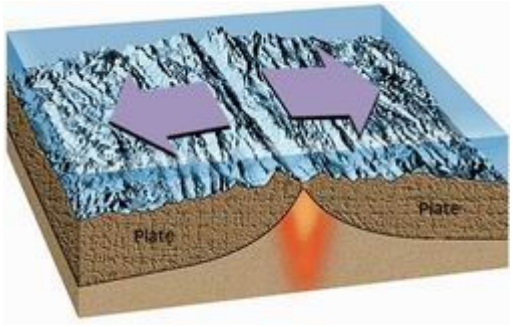
مرز[4] صفحات:

صفحات تشكيل دهنده سنگ كره بصورت يک توده بهم چسبيده، نسبت به يكديگر در حال حركت هستند. با وجود اينكه قسمتهاي داخلي صفحات ممكن است متحمل مقداري تغيير شكل گردند، ولي تمام اندركنشهاي اصلي بين صفحات جداگانه، در طول مرز بين آنها اتفاق مي‌افتد. در حقيقت تلاشهاي اوليه براي مشخص كردن مرز بين صفحات بر اساس محل وقوع زمين لرزه‌ها بود. صفحات در مرزها سه رفتار كلي نسبت به هم دارند:

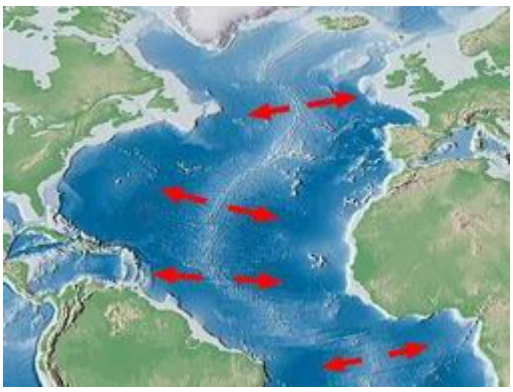
1. *مرزهای دورشونده[5]*

جائي كه صفحات در نتيجه بالا آمدن مواد از گوشته از هم دور مي‌شوند و بستر جديدي در اقيانوسها ساخته مي‌شود. جداشدگي صفحات، غالبا در رشته‌كوههاي ميان اقيانوسي رخ مي-دهد. شكافهاي ايجاد شده در اثر دور شدن صفحات، بلافاصله با سنگهاي مذاب كه از استنوسفر بالا مي‌ايد، پرمي‌شوند. اين مواد گرم، به آرامي سرد شده و بستر جديد اقيانوسي را تشكيل مي-دهند. اين پديده ميليونها سال بطور مداوم تكرار مي‌شود و بدين ترتيب هزاران كيلومتر مكعب بستر جديد ايجاد مي‌گردد.

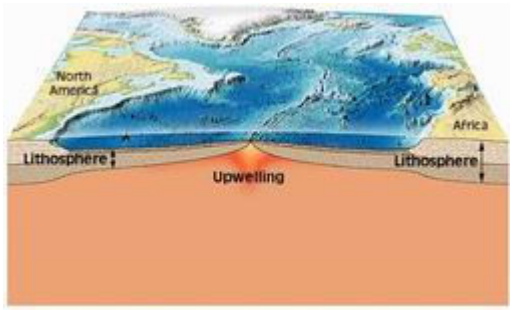
اين مكانيزم كف اقيانوس آتلانتيک را در 160 ميليون سال گذشته پديد آورده است كه به اين پديده "گسترش بستر دريا" اطلاق مي‌شود. سرعت بستر سازي در قسمتهاي مختلف متفاوت است. اين سرعت از 2/5 سانتيمتر در سال در آتلانتيک شمالي تا 20 سانتيمتر در سال در قسمت شرقي اقيانوس آرام متغير است. با اينكه بيشترين نرخ بستر سازي در مقياس تاريخ بشر بسيار كند است، ولي كمترين نرخ توليد سنگ‌كره به اندازه كافي سريع است كه در طول 200 ميليون سال گذشته بستر تمام اقيانوسهاي زمين را ايجاد كرده باشد. در حقيقت بستر تمام اقيانوسها كه تعيين عمر شده‌اند از 180 ميليون سال تجاوز نمي‌كند.

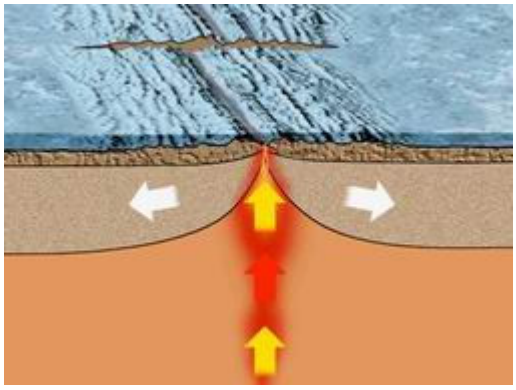


شكل 3: مرزهاي واگرا در محل رشته‌كوههاي اقيانوسي



شكل 4: توليد بستر اقيانوسي در مرزهاي واگرا





شكل 5: نحوه بالا آمدن سنگهاي مذاب در مرزهاي واگرا و تشكيل بستر جديد

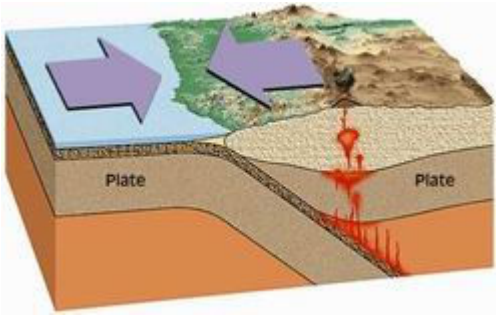
2. مرزهای همگرا[6]

در اين نواحي، صفحات به سوي هم حركت مي‌كنند و در نتيجه پديده فرونشست پوسته اقيانوسي در گوشته اتفاق مي‌افتد. همگرائي ممكن است در مرز تصادم دو پوسته قاره‌اي نيز اتفاق بيفتد و باعث ايجاد سامانه‌هاي كوهستاني گردد.

درحالي كه پوسته جديد در رشته‌كوههاي اقيانوسي اضافه مي‌شوند، سياره زمين بزرگتر نمي‌شود و مساحت سطحي آن همواره مقدار ثابتي باقي مي‌ماند. براي جادادن به پوسته تازه

ايجاد شده، پوسته قديمي اقيانوسي در طول مرزهاي همگرا دوباره به گوشته بازمي‌گردد. وقتي دو صفحه به هم مي‌رسند، يكي از صفحات به زير صفحه ديگر خم شده و به زير آن مي‌لغزد.

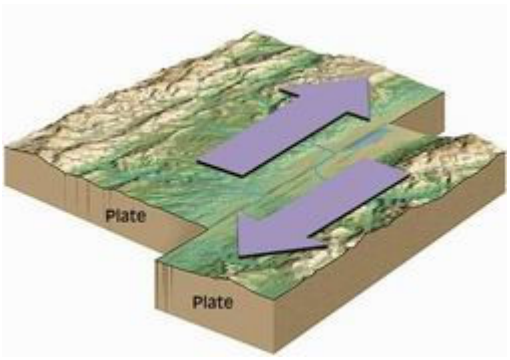
حاشيه‌هايي از صفحات كه پوسته اقيانوسي در حال اضمهلال است به نام "مناطق فرورانش" شناخته مي‌شوند. در اين مناطق صفحه فرورفته درحال حركت به سمت پايين، وارد محيط با دما و فشار بالا مي‌شود. مقداري از مواد فرو رفته و نيز مقدار بيشتري از استنوسفر كه در بالاي صفحه فرورفته قرار مي‌گيرد، ذوب شده و به سوي بالا حركت مي‌كند. بندرت اين سنگ مذاب ممكن است كه به سطح زمين برسد و انفجارات آتشفشاني را ايجاد نمايد. بهرحال بيشتر اين مواد مذاب به سطح زمين نمي‌رسد و در همان عمق جامد شده و به ضخيمتر شدن پوسته مي‌انجامند (شكل 6).



شكل 6: مرزهاي همگرا و ناحيه فرورانش

3. مرزهای گسل امتدادلغز[7]

مرزهايي كه در آنها صفحات بصورت سايشي از كنار هم عبور مي‌كنند و هيچگونه اضمهلالي در مرزها ايجاد نشده و پوسته جديدي توليد و پوسته قديمي نابود نمي‌شود. اين گسلها در جهت حركت صفحات ايجاد شده براي اولين بار در امتداد رشته‌كوههاي اقيانوسي يافت شند. باوجود اينكه بيشتر گسلهاي امتدادلغز در طول رشته كوههاي اقيانوسي قرار گرفته است، تعدادي نيز در داخل قاره‌ها وجود دارند. دو مثال از اين گسلها، گسل سن‌آندرياس در كاليفرنيا و گسل آلپين در زلاندنو مي‌باشد. در طول گسل سن آندرياس، صفحه "آرام" درحال حركت به سمت شمال غربي نسبت به صفحه مجاور (صفحه آمريكاي شمالي) است. حركت درطول اين مرز ناشناخته نمانده است، چرا كه اين حركت باعث ايجاد كرنش در سنگهاي دو سمت گسل مي‌گردد و گاها سنگها انرژي ذخيره شده را بصورت زلزله‌هاي بزرگي رها مي‌كنند، مانند زلزله سال 1906 كه سان فرانسيسكو را ويران كرد.



شكل 7: مرزهاي امتداد لغز و امتداد گسل ايجاد شده

تغيير شكل پوسته اي

همانگونه كه در قسمت قبل بيان شد، كره زمين يک سياره پويا است كه مواردي از قبيل هوازدگي، رانش زمين، و فرسايش توسط آب، باد و يخ بصورت مداوم چهره آن را تغيير ميدهد. علاوه بر اين نيروهاي تكتونيكي (زمينساخت صفحه‌اي) باعث تغيير در سنگهاي پوسته زمين ميشوند. با هر گامي كه بر روي سطح زمين مي‌نهيم باعث ايجاد تغيير شكل در سطح خاک ميشويم و پس از عبور ما، خاک به حالت اوليه خود بازمي‌گردد، اما اين تغيير شكلها آنچنان اندک است كه معمولا متوجه آن نميشويم. اين تغيير شكلها در اثر نيروي محدودي است كه بدليل وزن ما به سطح زمين وارد ميشود. اگر اين نيرو زياد باشد ميتواند اثرات كاملا مشهودي ايجاد نمايد. در اين بخش به عوامل ايجاد تغيير شكلها و نيز مكانيزم هاي تغيير شكل در اجسام و نيز پوسته زمين مي‌پردازيم.

تنش:

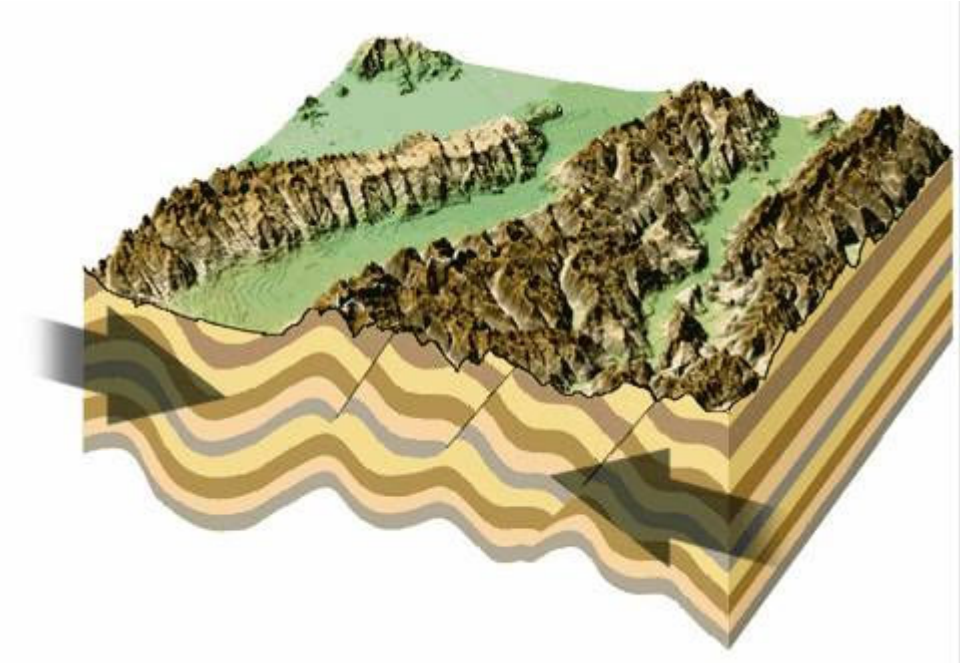
تنش مقدار نيرويي است كه به واحد سطح وارد ميشود. مقدار تنش به تنهايي تابعي از مقدار نيروي وارده نيست و به سطحي كه نيرو به آن وارد ميشود نيز وابسته ميباشد. براي مثال اگر پاي برهنه در حال راه رفتن بر روي سطح سختي باشيد نيرو (وزن بدن شما) در سطح كف پاي شما پخش ميشود، لذا نيرويي كه به هر نقطه از كف پاي شما وارد مي‌شود كم است. اما اگر بر روي يک سنگ نوک تيز پا بگذاريد، تمركز تنش بر روي نقطه اي از كف پاي شما بسيار زياد خواهد شد. درواقع ميتوانيد تنش را از ميزان تمركز نيرو بر روي سطح متصور شويد.

انواع تنش:

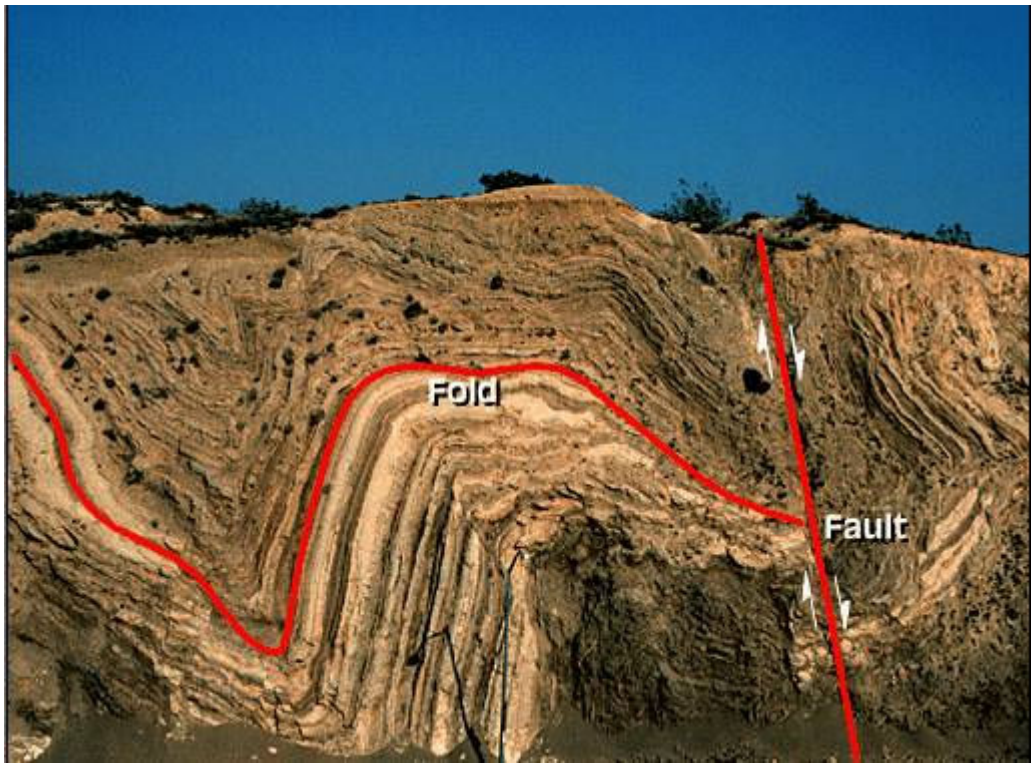
بر اساس جهتهاي مختلف نيروهاي وارده، تنشهاي مختلفي ايجاد مي‌شود. بصورت خلاصه اين تنشها عبارتند از:

تنش فشاري:

در صورتي كه نيروهاي وارده باعث فشرده شدن جسم شوند تنش فشاري بوجود مياید. تنشهاي فشاري تمايل دارند كه صفحات سطح كره زمين را كوچكتر و ضخيمتر نمايند و اين فرايند با چين خوردگي و گسلش اتفاق ميافتد.

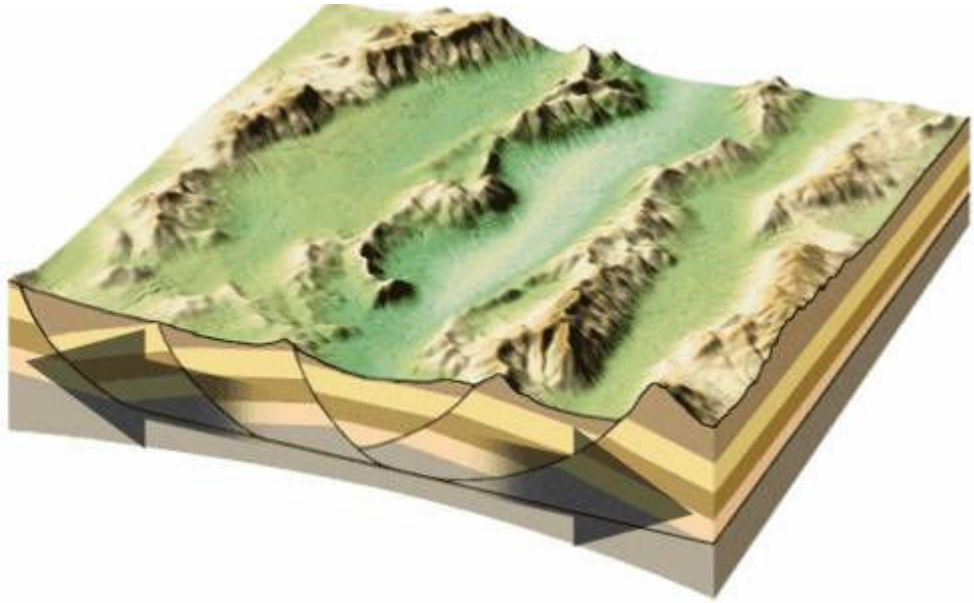


جهت اعمال نيروهاي فشاري كه منجر به فشرده شدن و ضخيمتر شدن صفحات پوسته ميشود.



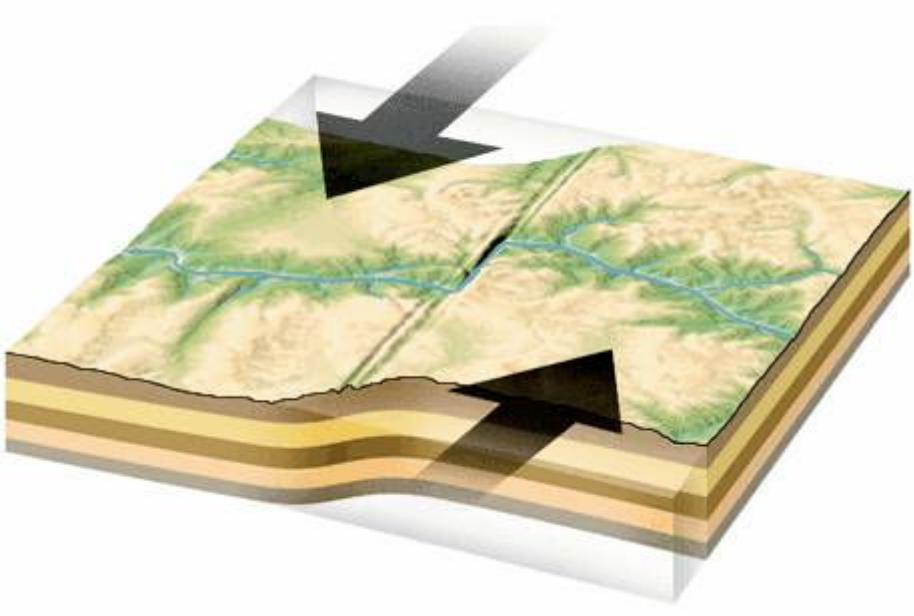
تنش كششي:

در صورتي كه تنش وارده تمايل به كشيدن توده سنگي (و يا هر جسمي كه به آن اعمال ميشود) داشته باشد تحت عنوان تنش كششي شناخته مي‌شود كه باعث طويلتر شدن آنها مي‌گردد.



تنش برشي:

وقتي يک دسته كارت را بر روي زمين قرار دهيد و با دست خود آنها را به جلو برانيد نمونه اي از تنش برشي را بر آن وارد نموده ايد. در صورتي كه تنش برشي بر توده سنگها وارد گردد باعث لغزش صفحات در كنار يكديگر ميشود.



حال كه با انواع عوامل ايجاد تغيير شكل آشنا شديم، بايد بدانيم كه اجسام هم در مقابل عوامل تغيير شكل رفتارهاي مختلفي از خود نشان مي‌دهند. در قسمت بعد با انواع تغيير شكلهاي مواد (و همچنين سنگها) در برابر نيرو و تنش آشنا مي‌شويم.

تغيير شكلهاي ارتجاعي و غير ارتجاعي:

تعريف تغيير شكلهاي ارتجاعي و غير ارتجاعي باعث خواهد شد تا بتوانيم درک کاملي از مكانيزم ايجاد تغيير شكلها در پوسته زمين و نحوه ايجاد آنها داشته باشيم. هر ماده‌اي بر روي كره زمين، داراي خصوصيات فيزيكي منحصر بفردي است. ولي غالبا اساس اين خصوصيات يكسان ميباشد. يكي از اين خصوصيات فيزيكي كه در اين قسمت به آن مي‌پردازيم، نحوه عكس العمل مواد در برابر نيروي وارده بر آنها مي‌باشد. براي مثال يک ميله فلزي باريک (يا خط كش فلزي) را در نظر بگيريد. اگر بخواهيم اين ميله را خم كنيم، در جريان خم كردن اين ميله با دو مرحله مختلف روبرو ميشويم كه عبارتند از:

مرحله تغيير شكل ارتجاعي (الاستيک[1][3]):

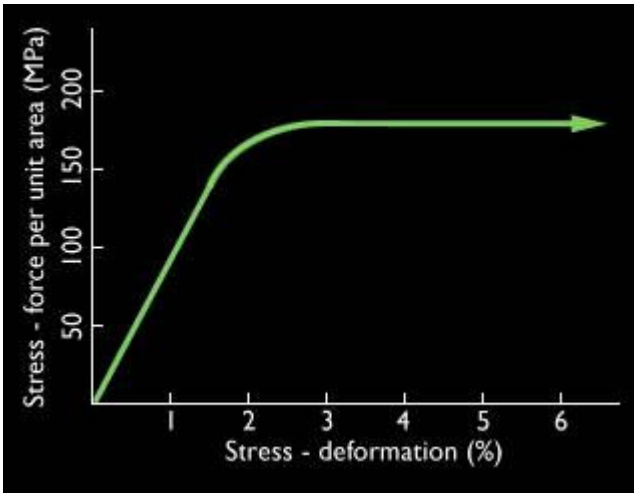
اگر ميله فلزي را اندكي خم كنيم، پس از آنكه آن را رها مي‌كنيم، شاخه به حالت طبيعي خود بازمي‌گردد. در اين مرحله گفته مي‌شود كه چوب در حالت ارتجاعي خود قرار دارد. در اين حالت هر جسم دقيقا همانند يک فنر عمل نموده و نيروي وارده را در خود ذخيره كرده و پس از برطرف شدن نيرو آن را آزاد نموده و به حالت اوليه خود باز ميگردد.

مرحله تغيير شكل غير ارتجاعي (پلاستيک[2][4]):

اگر نيرويي كه به ميله وارد ميكنيم، از ميزان معيني بيشتر باشد و در نتيجه ميله از ميزان معيني بيشتر تغيير شكل دهد، پس از رها كردن، ديگر به حالت اوليه خود باز نمي‌گردد و مقداري از تغيير شكل بصورت دائمي در آن باقي خواهد ماند. كه در اصطلاح علمي گفته مي‌شود چوب از مرحله الاستيک خارج شده و وارد مرحله پلاستيک شده است.

مواد شكل پذير و شكننده

هر ماده اي ميتواند مقدار خاصي نيرو را تحمل نموده و همچنان ارتجاعي بماند. اگر نيرو از مقدار مشخص فراتر رود، ديگر جسم ارتجاعي نخواهد ماند و وارد مرحله غير ارتجاعي ميشود. مواد در مرحله اي كه به حد ارتجاعي خود مي‌رسند، به دو گونه اين تغيير شكل دائمي را متحمل مي-شوند. يا همانند ميله فلزي فوق جاري ميشوند كه به آن "جاري شدن[3][5]" مي‌گويند يا همانند يک شاخه خشک چوب بصورت ناگهاني مي‌شكنند كه به اينگونه مواد "شكننده[4][6]" ميگويند..



نمودار رفتار مواد شكننده (بالا) و شكل پذير (پايين) در برابر تنش

بسياري از ما اين پديده‌ها را مشاهده كرده ايم و شايد برايمان امري بديهي و طبيعي باشد، ولي جالب خواهد بود اگر بدانيم اين پديده تقريبا در مورد تمام مواد فيزيكي موجود در اين جهان هستي نيز صادق است. شايد تصور آن كه حتي يک صخره سنگي بزرگ و يا منزلي كه در آن زندگي ميكنيم نيز داراي چنين رفتاري هستند و يا با هر قدم گذاشتن بر روي زمين، خاک زير پايمان تغيير شكل ميدهد كمي دور از ذهن باشد. دليل آن هم اين است كه بدليل تفاوت عملكرد و جنس و ابعاد مواد مختلف، هر كدام از آنها تغيير شكلهاي متفاوتي را متحمل ميشوند كه غالبا براي ما غير قابل احساس است. در واقع ما در دنيايي از فنر با مشخصات مختلف زندگي ميكنيم.

درخت بزرگتري را تصور كنيد، معمولا كسي نميتواند با نيروي طبيعي خود تغيير شكل محسوسي را در كل درخت ايجاد نمايد. ولي همه ما ديده ايم كه با وزش باد، درختان چگونه به رقص درمي ايند. پس به اين نتيجه ميرسيم كه با نيروي بيشتري ميتوان حتي اجسامي كه در نظر اول صلب و غير قابل تغيير شكل بنظر ميرسند را خم كنيم.

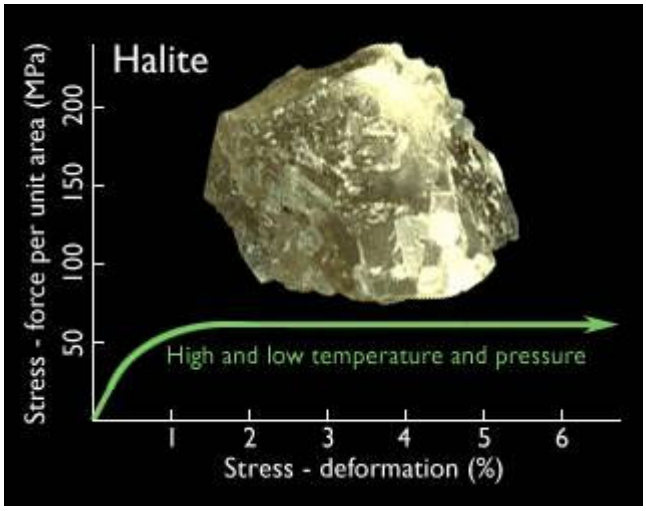
اين پديده در صفحات سنگ كره كه در فصل قبل در باره آن بحث نموديم نيز صادق است. و نيرويي كه ميتواند چنين توده هاي بزرگي از سنگ و خاک را جابجا نمايد از جريان ماگما در داخل كره زمين حاصل ميشود.

مشخصات فيزيكي سنگ كره:

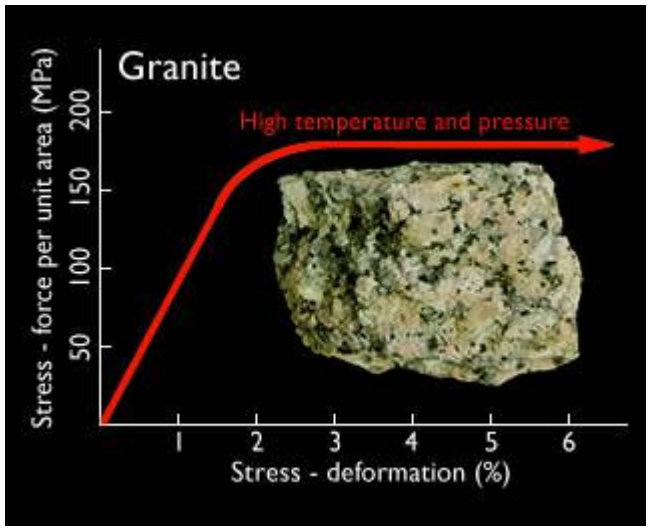
حال تمام مواردي كه تا بحال مطالعه نموديم را در زمين مورد بررسي قرار ميدهيم.

پوسته كره زمين همانند تمام مواد داراي رفتار ارتجاعي و غير ارتجاعي در برابر نيرو ميباشد و برخي موارد بصورت شكل پذير و گاهي بصورت شكننده به اين تغيير شكل پاسخ ميدهند. با جريان ماگما بدليل همرفت در داخل كره زمين، نيرويي بر پوسته ها وارد ميشود و پوسته ها تمايل دارند كه بر اثر اين نيروي وارده جابجا شوند. از طرف ديگر بدليل اصطكاكي كه بين و داخل صفحات سنگ كره زمين وجود دارد اين نيرو بصورت تغيير شكلهاي ارتجاعي در صفحات ذخيره ميشود. و در نهايت وقتي اين مقدار تغيير شكل ارتجاعي از حد تحمل (مقاومت[5][7]) سنگ كره فراتر ميرود، بصورت تغيير شكل ماندگار در آن در مياید.

مقاومت سنگها و نحوه تغيير شكل آنها در برابر نيرو علاوه بر جنس آنها به دما، فشا و به زمان نيز بستگي دارد.

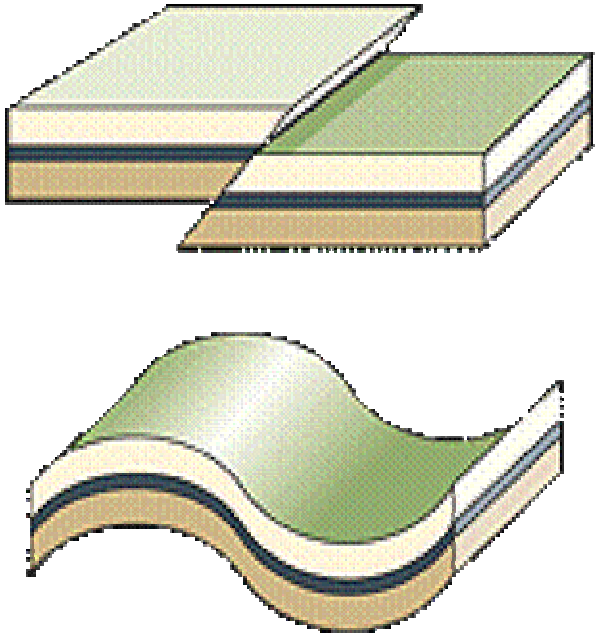


مقاومت کم سنگ نمک در برابر تنش وارده بر آن

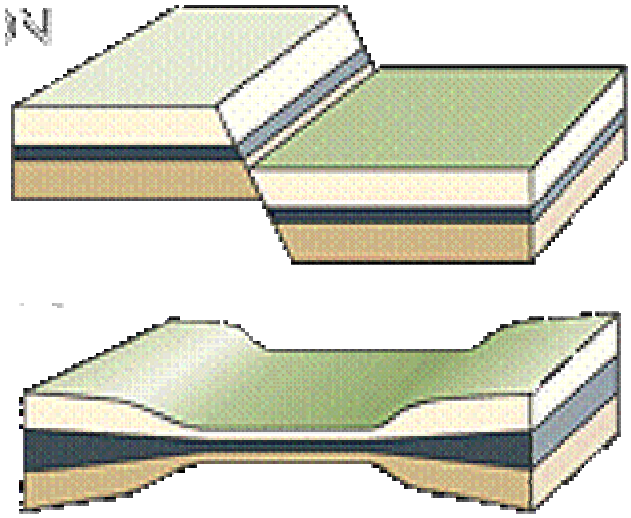


مقاومت گرانیت در مقابل تنش وارده که نشان میدهد خیلي بیشتر از سنگ نمک طعام است.

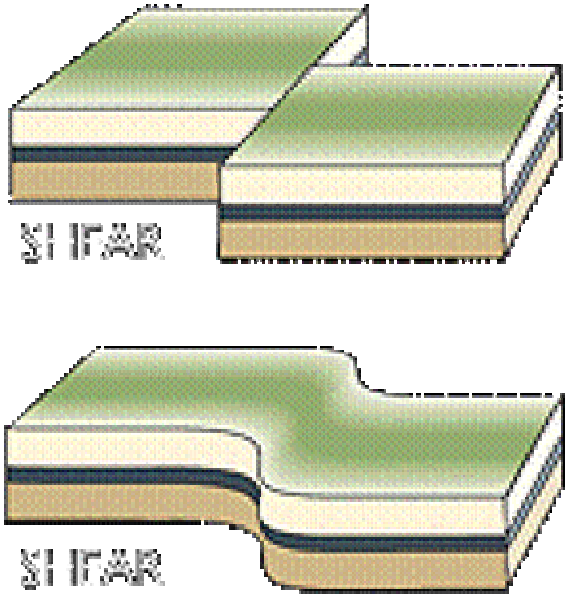
با توجه به مواردي که در مورد مواد شکل پذیر و شکننده گفته شد، در مقابل تنشهاي مختلفي که به سنگ کره وارد مي‌شود، سنگ کره بصورتهاي زیر درمیاید:



عکس العمل سنگ کره به تنش فشاري در حالت شکننده (بالا) و در حالت شکلپذیر (پایین). این همان اتفاقي است که در مرزهاي همگرا اتفاق مي‌افتد.



عکس العمل سنگ کره به تنش کشش در حالت شکننده (بالا) و در حالت شکلپذیر (پایین). این همان اتفاقي است که در مرزهاي واگرا دیده میشود.



عكس العمل سنگ كره به تنش برشي در حالت شكننده (بالا) و در حالت شكلپذير (پايين). در مرزهاي امتداد لغز شاهد چنين تغيير شكلهايي هستيم.

بازگشت كشسان

فرض كنيد كتابي را بر روي سطح زمين قرار داده ايد و با كشي كه به آن بسته‌ايد، ميخواهيد كه آن را جابجا نماييد. مراحلي كه اتفاق مي‌افتد عبارتند از:

1- كش كشيده ميشود بدون اينكه در كتاب جابجائي ايجاد شود. (يعني حالتي كه تغيير ارتجاعي در پوسته زمين رخ ميدهد)

2- وقتي نيرويي كه از طرف كش به كتاب وارد ميشود از ميزان اصطكاک بين كتاب و سطح زمين بيشتر شود، كتاب با يک حركت جهشي به سمت كش حركت ميكند و در واقع انرژي ذخيره شده در كش بصورت حركت جهشي كتاب آزاد ميگردد. (همان لحظه اي كه سنگها به حد ارتجاعي خود رسيده اند و با تغيير مكان بيشتر، بصورت غير ارتجاعي مي شكنند)

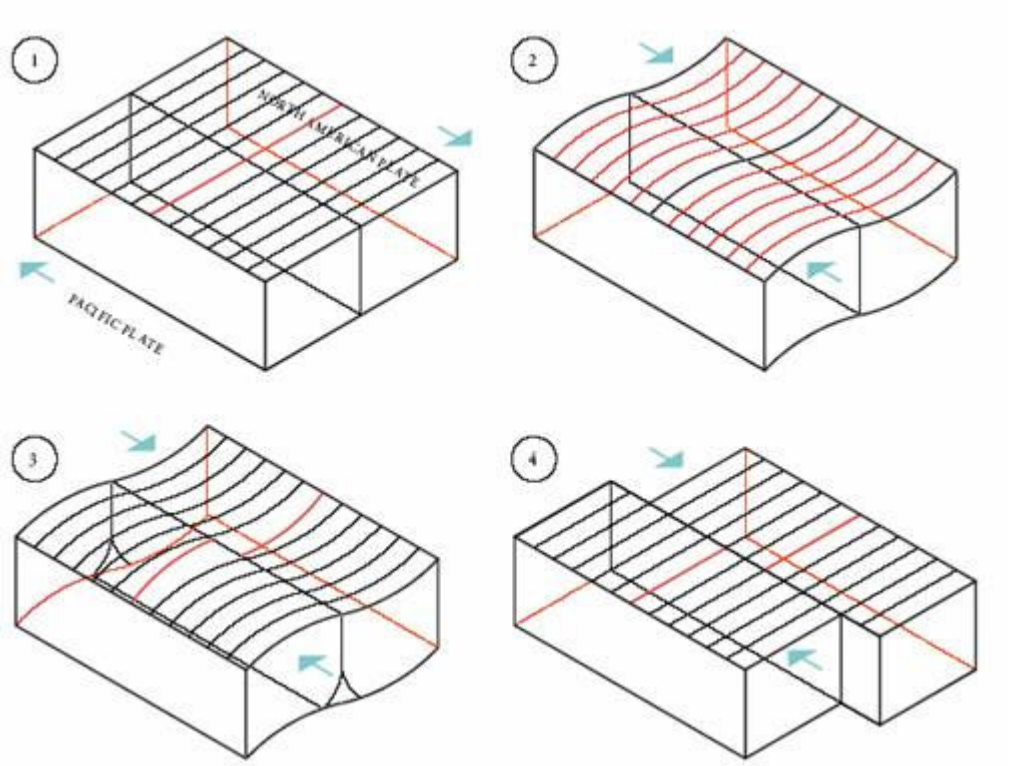
3- دوباره كتاب مي‌ايستد و كش شروع به كشيده شدن و ذخيره انرژي مي‌نمايد. و پروسه دوباره تكرار مي‌شود.

اين دقيقا همان اتفاقي است كه بهنگام وقوع زلزله در پوسته زمين اتفاق مي‌افتد. در اثر نيروهاي وارده بر پوسته زمين، صفحات سنگ كره دچار تغيير شكل مي‌شود. اين تغيير شكل در حد ارتجاعي است و آرام آرام اتفاق مي‌افتد و انرژي را در خود ذخيره ميكند. و آنقدر سنگها انرژي در خود ذخيره ميكنند كه در نهايت فراتر از اصطكاک بين سنگها مي‌شود. در اين لحظه است كه صفحات شكسته شده و نسبت به هم جابجا مي‌شوند.

ما به همين سادگي توانستيم تئوري اساس ايجاد زلزله ها را كه سالهاي متمادي دانشمندان را به خود مشغول كرده بود را درک كنيم. پديده "بازگشت الاستيک[6][8]" دقيقا آن چيزي كه آزمايش ساده

کتاب به ما نشان داد. حال متوجه ميشويم که دليل بازگشت زلزله ها و آنچه که به عنوان دوره بازگشت مطرح مي‌شود، مربوط به خصوصيت ارتجاعي بودن مواد تشکيل دهنده پوسته زمين است.

مکانيزم دروني زمين لرزه تا زماني که آقاي رید از دانشگاه جان هاپکينگز پس از زلزله سال 1906 سانفرانسيسکو مطالعاتي را انجام داد، ناشناخته بود. اين زمين‌لرزه با جابجائي‌هاي افقي چند متري همراه بود که در طول 1300 کيلومتر اتفاق افتاده بود. بررسيهاي ميداني نشان داد که طي اين زلزله صفحه آرام بطول 4/7 متر از کنار صفحه مجاور خود (صفحه آمريکاي شمالي) به سمت شمال جابجا گرديده است.



شکل فوق مراحل ذخيره انرژي و آزاد شدن آن را بر اساس تئوري کشسان نشان ميدهد.

پروسه تغير شکل، ريختها و ترکيبهاي مختلفي از سنگها را در مقياسهاي متفاوت ايجاد ميکند. در يک سمت کوههاي عظيم کره زمين قرار دارند و در سوي ديگر تنشهاي موضعي باعث ايجاد ترکهاي بسيار ريز در سنگ کف مي‌گردد. از تمام اين پديده ها تحت عنوان "ساختارهاي سنگي" ياد مي‌شود. زماني که يک مطالعه در منطقه انجام مي‌پذيرد، زمين شناس ساختار غالب را تشخيص و توصيف مي‌نمايد. يک ساختار معمولا آنقدر عظيم است که فقط قسمت بسيار کوچکي از آن توسط يک بيننده، قابل مشاهده است. اغلب موارد، بيشتر سنگ کف توسط نباتات و يا رسوبات اخير پنهان شده است. در نتيجه تهيه ساختار زمين شناسي بايد بر اساس رخ نمودهاي بسيار محدود که شامل مکانهايي است که کف سنگي در سطح زمين نمايان مي‌باشد، انجام پذيرد. برخلاف تمام اين مشکلات، برخي تکنيکهاي ترسيم زمين شناسان را قادر به شناخت ساختارهاي کنوني مي‌سازد. در سالهاي اخير، اين مسير با کمک عکس برداري هوايي، تصويربرداري ماهواره‌اي و توسعه سيستم مکانيابي جهاني (GPS) هموارتر گرديده است. علاوه بر اين تهيه پروفيل زمين با روش انعکاس لرزه‌اي و نيز حفر گمانه ها، در مورد ترکيب و ساختار سنگهاي در عمق داده‌هاي زيادي را فراهم مي‌نمايد.

در مکانهايي که سنگهاي رسوبي موجود مي‌باشند، تهيه ساختار سنگها ساده‌تر مي‌گردد چرا که لايه‌هاي رسوبي معمولا بصورت افقي تشکيل مي‌شوند. در صورتي که لايه‌ها بصورت افقي باقي

مانده باشد، نشان ميدهد منطقه احتمالا تحت تنش و تغيير شكل نيست. ولي اگر لايه ها خميده، مايل، يا شكسته شده باشند، نشان دهنده تغيير شكل پس از رسوبگذاري است.

گسلها

گسلها شكستگيهايي در پوسته زمين هستند كه در طول آنها تغيير شكلهاي قابل توجهي ايجاد شده است. گاهي اوقات گسلهاي كوچک در ترانشه هاي جاده، جائي كه لايه هاي رسوبي چند متر جابجا شده اند، قابل تشخيص هستند. گسلهايي در اين مقياس و اندازه معمولا بصورت تک گسيختگي جدا اتفاق مي‌افتد. در مقابل گسلهاي بزرگ، شامل چندين صفحه گسل درگير مي‌باشند. اين منطقه هاي گسله، مي‌توانند چندين كيلومتر پهنا داشته باشند و معمولا از روي عكسهاي هوايي راحتتر قابل تشخيص هستند تا سطح زمين.

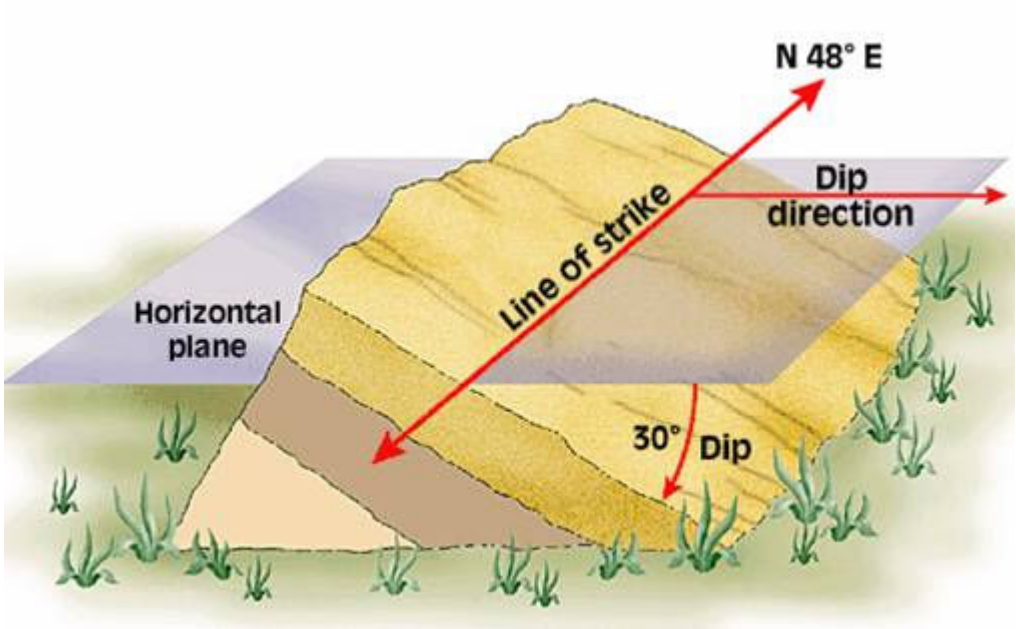
در واقع حضور گسل در يک منطقه نشان مي‌دهد كه در يک زمان گذشته، در طول آن جابجايي رخ داده است. اين جابجايي‌ها مي‌توانسته يا بصورت جابجائي آرام باشد كه هيچ گونه لرزشي در زمين ايجاد نمي‌كند و يا اينكه بصورت ناگهاني اتفاق بيفتد كه جابجايي هاي ناگهاني در طول گسلها عامل ايجاد اغلب زلزله ها مي‌باشد. بيشتر گسلها غير فعال هستند، و باقيمانده‌اي از تغيير شكلهاي گذشته مي‌باشند. در امتداد گسلهاي فعال، حين جابجائي فرسايشي دو قطعه پوسته‌اي در كنار هم، سنگها شكسته و فشرده مي‌شوند. در سطح صفحات گسلي، سنگها بشدت صيقلي و شياردار مي‌شوند. اين سطوح صيقلي و شياردار به زمين شناسان در شناخت جهت آخرين جابجايي ايجادشده در طول گسل كمک مي‌كند. كه زمين شناسان بر اساس جهت حركت گسلها، آنها را به انواع مختلفي تقسيم بندي مي‌كنند كه در قسمت انواع گسلها به اين تقسيم بندي مي‌پردازيم.

مشخصات گسلها

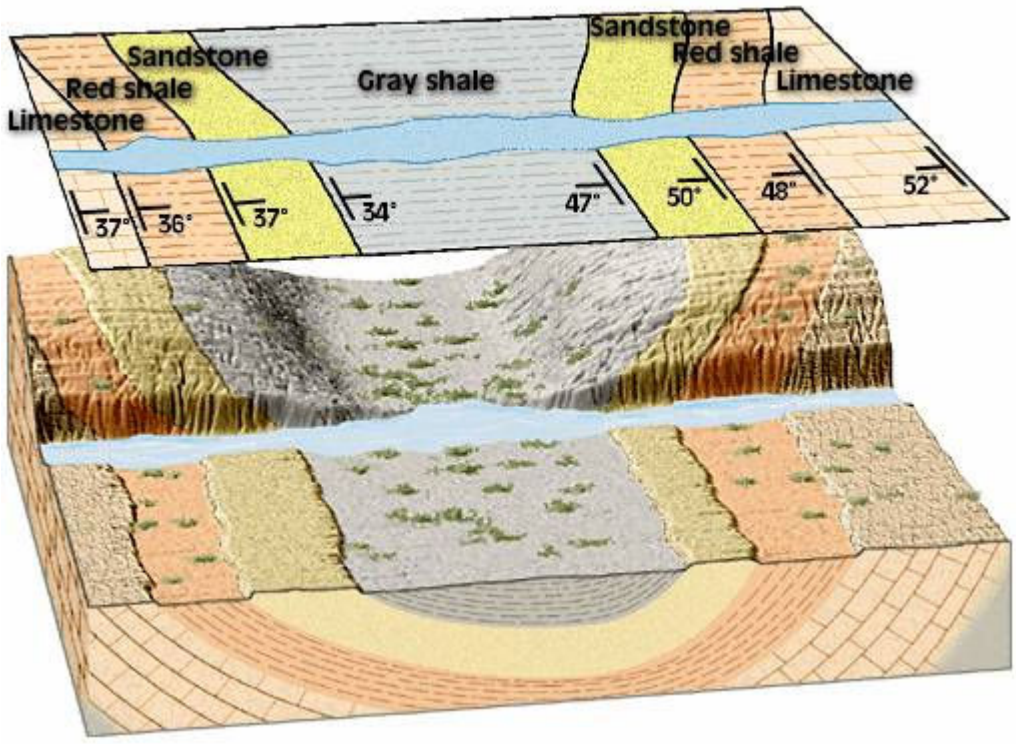
براي تعريف گسلها، از مشخصات هندسي آنها، يعني موقعيت قرارگيري آنها در يک فضاي سه بعدي، استفاده مي‌شود كه عمده‌ترين اين مشخصات هندسي راستا و شيب مي‌باشند. شناخت اين پارامترها در سطح، زمين شناسان را قادر مي‌سازد تا ساختار سنگها و گسلها را در زير زمين و قسمتهاي دور از ديدشان، پيشبيني نمايند.

راستا[1]: جهت و راستاي خط تلاقي صفحه گسل با افق تحت عنوان راستا شناخته مي‌شود. راستا معمولا بصورت زاويه‌اي با شمال مشخص مي‌گردد. براي مثال عبارت N20E نشان مي‌دهد كه راستاي گسل 20 درجه به سمت شرق نسبت به جهت شمال متمايل است.

شيب[2]: عبارتست از شيب سطح يک توده سنگي يا صفحه گسل، نسبت به صفحه افق. شيب شامل زاويه انحراف و نيز جهت آن ميباشد. جهت متصور شدن شيب يک گسل، بخاطر سپاري اين نكته است كه آب هميشه در صفحه موازي با شيب گسل به سمت پايين جاري خواهد شد.



شکل: نمایش خط راستا و شیب و نیز جهت شیب



شکل: نمایش خط راستا و شیب و نیز جهت شیب

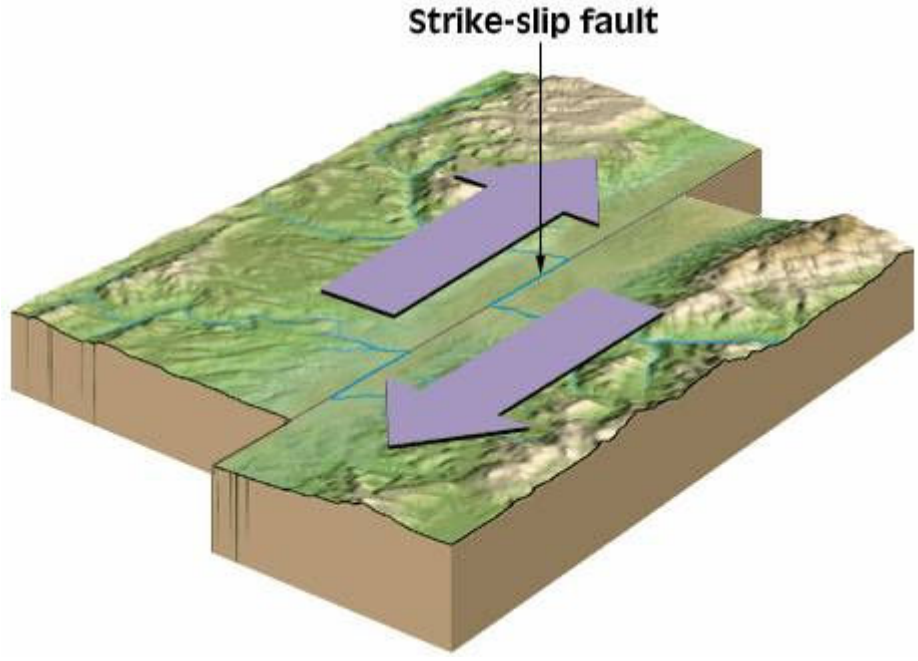
براي نمايش گسلها بر روي نقشه‌هاي زمين شناسي، بدين ترتيب عمل مي‌شود كه با يک خط راستاي گسل را نشان ميدهند و با يک خط كوتاهتر و عمود بر خط قبلي، جهت شيب را مشخص كرده و درجه شيب را در كنار آن مينويسند.

انواع گسلها

تقسيم بندي گسلها فقط بر اساس هندسه و جهت جابجائي نسبي ايجاد شده در آنها صورت مي-پذيرد. گسلهاي راستا لغز و گسلهاي شيب لغز دو تقسيم بندي كلي گسلها ميباشند كه در زير تعاريف مربوط به آنها آورده مي‌شود.

گسلهای امتداد لغز

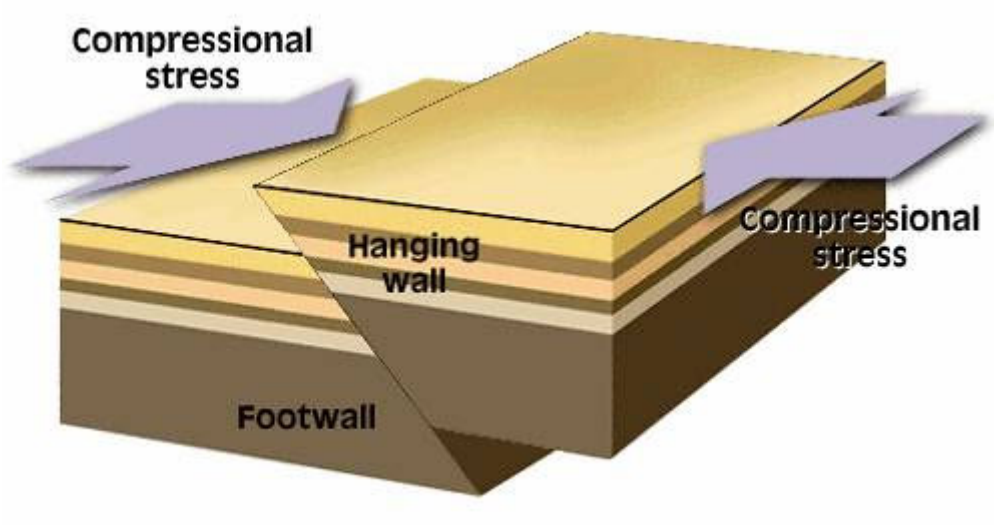
گسلهايي كه امتداد اصلي لغزش در امتداد راستاي گسل باشد، گسل امتداد لغز ناميده ميشوند. بر اساس جهت حركت در امتداد راستاي گسل، گسلهاي چپ گرد و يا راست گرد را ميتوان تشخيص داد. نحوه تشخيص بدين ترتيب است كه اگر در يک سمت از گسل بايستيم و حركت سمت ديگر را نظاره نماييم، اگر حركت آن از سمت چپ به راست باشد، گسل راست گرد و در حالت برعكس چپ گرد خواهد بود. بعنوان مثال شكل زير يک گسل امتداد لغز راست گرد را نشان ميدهد.



گسلهای شیب لغز:

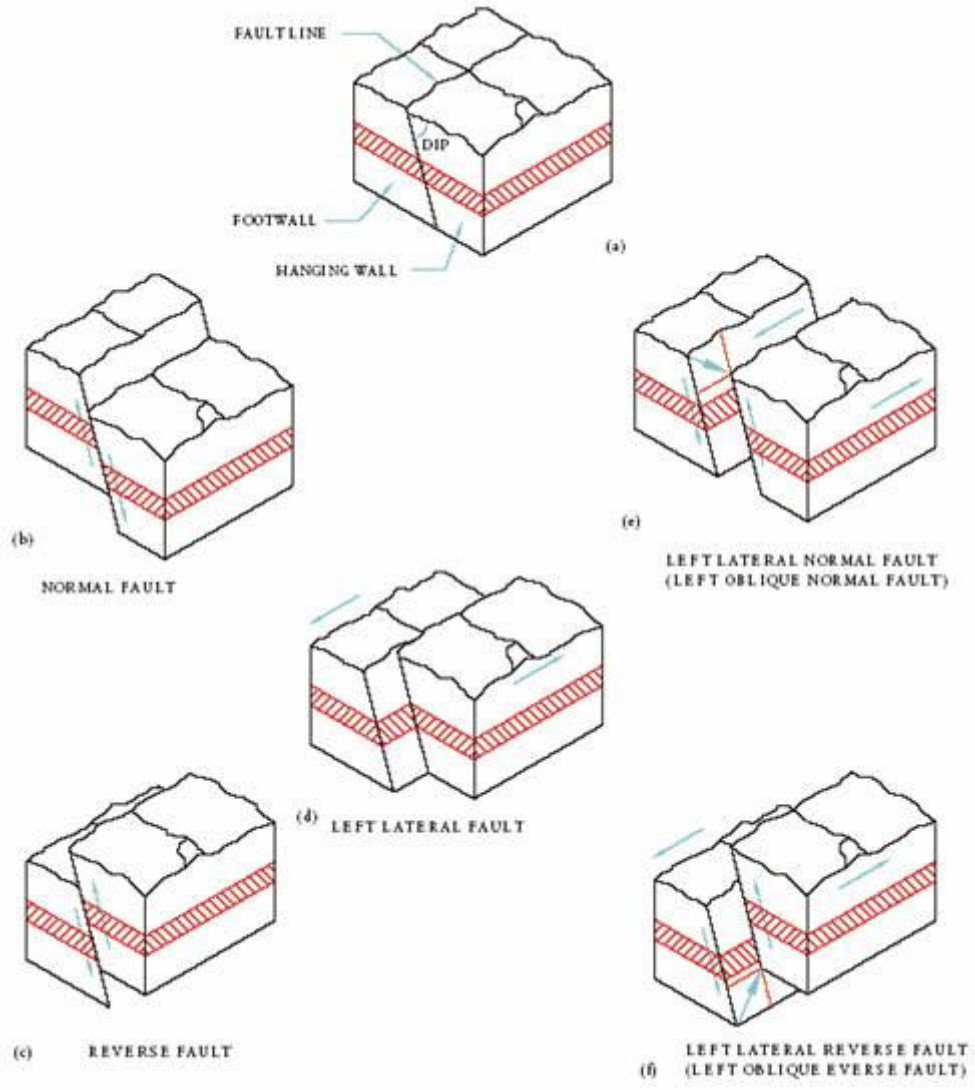
گسلهايي كه امتداد اصلي لغزش موازي جهت شيب گسل باشد، گسلهاي شيب لغز ناميده مي-شوند. گسلهاي شيب لغز نرمال[3] و معكوس[4] بر اساس جهت حركت دو قطعه نسبت به هم تعريف ميشوند. در صورتي كه نيروي وارده فشاري بوده و دو قطعه را به هم نزديک كند، گسل شيب لغز معكوس و در صورت دو شدن دو قطعه از هم گسل شيب لغز نرمال ناميده ميشود.

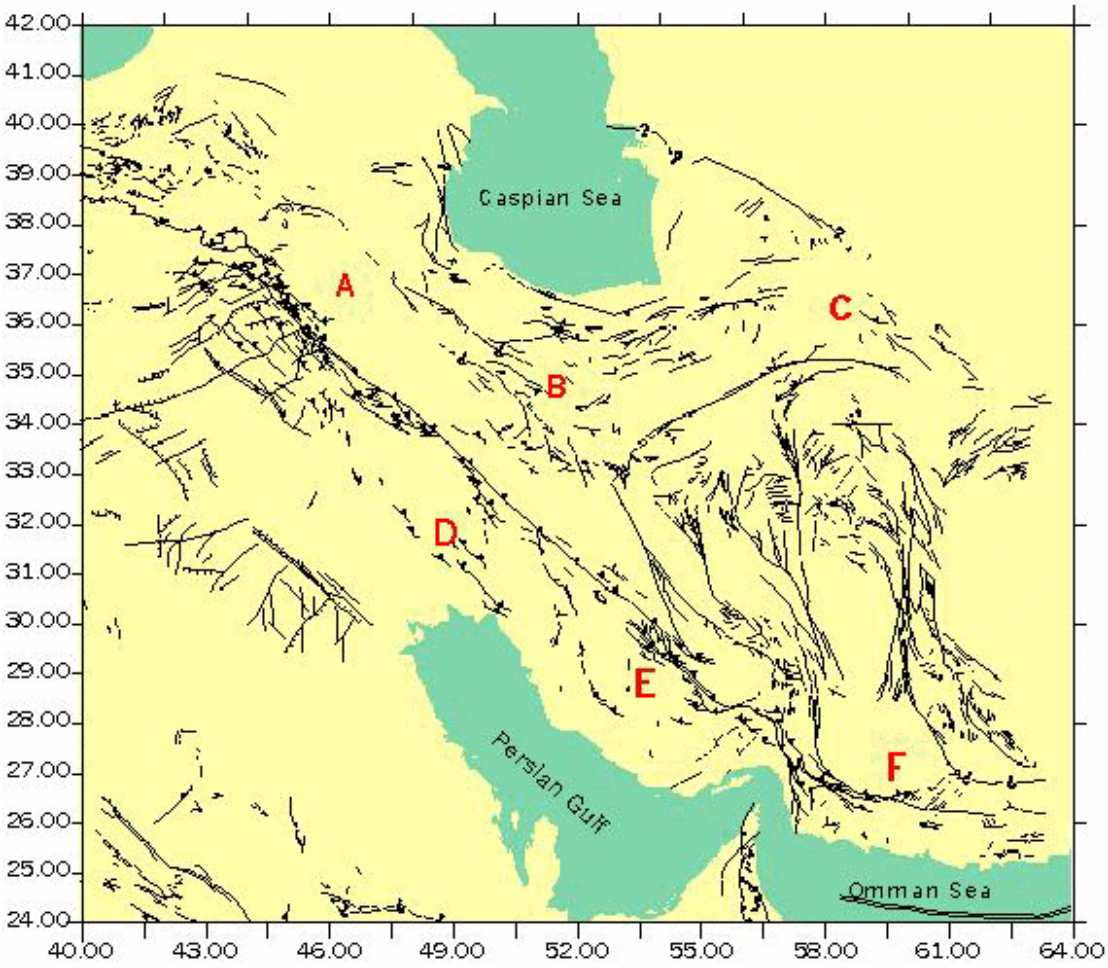
بر اساس حركتهاي قائم دو قطعه نسبت به هم، فرا ديواره و فرو ديواره قابل تشخيص است. در زبان انگليسي به فرا ديواره Hanging wall (ديواره آويز) و به فرو ديواره Footwall اطلاق ميشود. دليل اين نامگذاري برميگردد به معدنكاراني كه در معادن زير زميني كار ميكردند. چون غالبا معادن در محل تقاطع دو قطعه قرار دارند، فرا ديواره سقف معادن را تشكيل ميدهد كه محل آويزان كردن چراغها در داخل معادن بود (Hanging wall) و فرو ديواره كف معدن يا محلي كه پا بر روي آن قرار ميگيرد است كه به آن Footwall اطلاق مي شود. در زبان فارسي از دو اصطلاح فرا ديواره و فرو ديواره براي نامگذاري استفاده ميشود.



شكل: فرا ديواره و فرو ديواره در گسل معكوس

در عمل لغزش گسل، تركيبي از شيب لغز و راستا لغز مي‌باشد كه گسل مايل ناميده ميشود. در شكل زير تمام حالتهاي ممكن به نمايش گذاشته شده است.


FAULT LINE
DIP
FOOTWALL
HANGING WALL
(a)
(b)
NORMAL FAULT
(c)
REVERSE FAULT
(d)
LEFT LATERAL FAULT
(e)
LEFT LATERAL NORMAL FAULT
(LEFT OBLIQUE NORMAL FAULT)
(f)
LEFT LATERAL REVERSE FAULT
(LEFT OBLIQUE EVERSE FAULT)



مقیاس ۱:۱۶۶/۵

نقشه گسلهای ایران

مکانیزم زلزله

پديده زلزله

زلزله عبارتست از لرزش زمين در اثر آزاد سازي سريع انرژي كه اغلب موارد در اثر لغزش در امتداد يک گسل در پوسته زمين اتفاق مي‌افتد. انرژي آزاد شده از محل آزاد شدن آن، كه كانون ناميده مي‌شود، بصورت امواج در همه جهتها منتشر مي‌شود. اين موجها شباهت بسيار زيادي به امواج ايجاد شده در اثر فروافتادن يک سنگ در آب آرام يک حوضچه دارد. به همان ترتيب كه ضربه سنگ باعث به جنبش درآوردن امواج آب ميشود، يک زلزله امواج لرزه‌اي را ايجاد مي‌كند كه در زمين منتشر مي‌شوند. با وجود اينكه انرژي آزاد شده با فاصله گرفتن از كانون زلزله به سرعت پراكنده شده و ميرا مي‌شود، ولي ابزارهاي بسيار حساسي كه در سراسر جهان بمنظور ثبت ارتعاشات پوسته زمين نصب شده اند، آن را حس كرده و ثبت مي‌كنند.

يک انفجار آتشفشاني و يا انفجار حاصل از يک بمب اتمي قادر به ايجاد زلزله است، ولي اين اتفاقات ضعيف بوده و پديده‌اي نادر بشمار مي‌روند. پس عامل ايجاد يک زلزله ويرانگر چيست؟

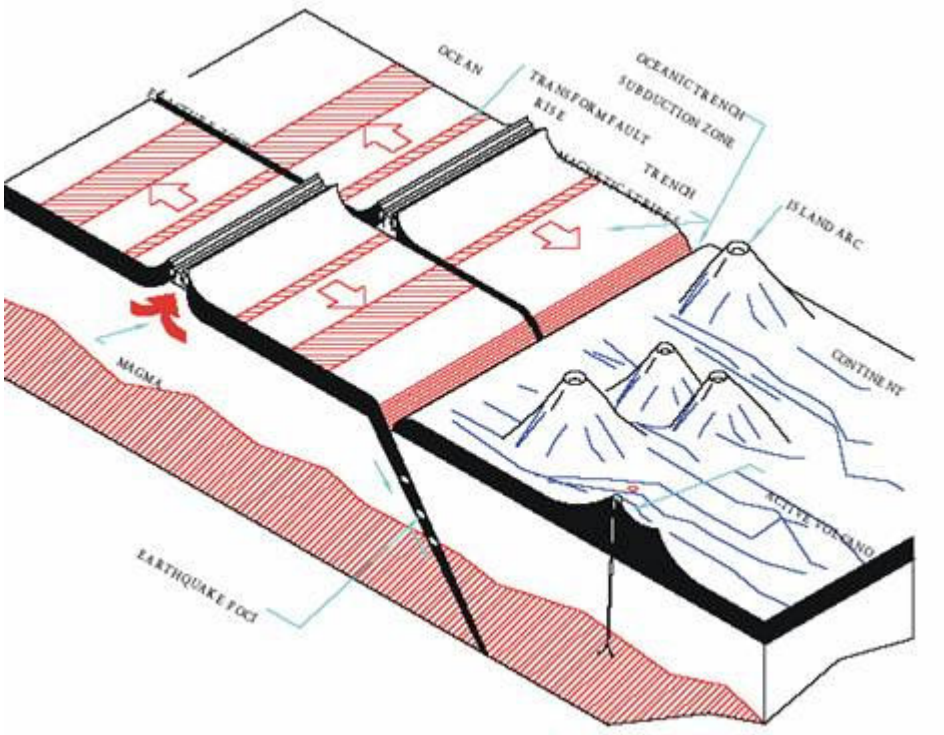
در اين قسمت با مراجعه دوباره به فصل اول يادآوري ميشود كه پوسته خارجي كره زمين، بر اساس تئوري زمينساخت صفحه‌اي، به تكه‌هاي متعددي شكسته شده است كه هركدام از آنها صفحه يا ورق نام دارند كه در حال حركت بوده و بصورت بي‌وقفه تغيير شكل و اندازه مي‌دهند. كه اين تغيير شكل و اندازه بدليل پديده همرفتي است كه در درون كره زمين بدليل تفاوت دمايي مواد مذاب تشكيل دهنده آن مي‌باشد. هفت صفحه اصلي بر روي پوسته زمين شناخته شده است كه همانند يخي كه بر روي آب شناور است، اين صفحات نيز بر روي لايه هاي پايييني خود حالت شناوري دارند.

با پياده سازي زلزله هاي گذشته، مشاهده ميشود كه اغلب زلزله هاي جهان، منطبق بر مرز صفحات كره مي‌باشند. يعني با جابجائي صفحات نسبت به هم، انرژي اين جابجائي بدليل وجود اصطكاک بين صفحات، ذخيره ميگردد و لحظه‌اي كه اين مقدار انرژي براي غلبه بر نيروي اصطكاک سنگها كافي بود، بصورت ناگهاني آزاد مي‌شود. علاوه بر اين پديده، عوامل مختلف ديگري نيز باعث ايجاد لرزش در زمين مي‌گردند كه در ادامه به توضيح آنها ميپردازيم.

انواع زمين لرزه

1- زمين لرزه‌هاي تكتونيكي: زمين لرزه هاي تكتونيكي در برگيرنده تعداد بسيار زيادي از زلزله‌هايي هستند كه سالانه در سطح جهان ثبت مي‌شوند. حركات صفحات تشكيل دهنده پوسته زمين عامل ايجاد اين زمين لرزه ها مي‌باشد كه در فصلهاي گذشته به تفصيل مورد بررسي قرار گرفت.

2- زلزله هاي آتشفشاني[1]: اين زلزله ها فقط در نواحي فعال آتشفشاني اتفاق مي‌افتد و به انفجارهاي آتشفشاني نيز معروف است. شكل بعدي نشان ميدهد كه زلزله ها و آتشفشانها اغلب در كنار هم و در امتداد مرز صفحات رخ ميدهند.



3- زمين لرزه هاى فروريختي[2] : بر اثر فروريختن غارها و كانالهاي زيرزميني، لرزه‌هايي ايجاد مي‌شود كه به نام زمين‌لرزه‌هاي فروريختي موسومند. اين تكانها بسيار كوچك بوده و فقط اهميت محلي دارند.

4- زمين لرزه هاي القايي[3]: بر اثر آبگيري يا تغييرات ناگهاني سطح آب درياچه‌هاي پشت سدها، تزريق آب يا سيالهاي ديگر به داخل زمين و يا استخراج آنها، مخصوصاً درجاهايي كه گسلهاي فعال وجود دارد زمين‌لرزه‌هايي ايجاد مي‌شود. در واقع دليل اصلي اين لرزه‌ها را مي‌توان بارگذاري سريع برروي زمين و يا برداشتن ناگهاني بار زيادي از روي آن ذكر كرد. اين لرزه‌ها به نام القايي موسومند. لرزه‌هاي ناشي از معادن نيز در اين دسته قرار مي‌گيرند. به عنوان مثال مي‌توان به زمين‌لرزه‌اي كه درارتباط با آبگيري و تغييرات فصلي سطح آب درياچه سد سفيدرود روي داد اشاره نمود.

5- زمين لرزه هاى ناشي از انفجارها[4]: انفجارهاي نظامي و صنعتي، همچنين آمدو شد و يا فعاليت‌هاي ساختماني، نيز لرزه‌هايي را ايجاد مي‌نمايند كه شدت، زمان وقوع و محل آنها قابل پيشبيني است .

از اين به بعد هرجا از كلمه زلزله استفاده مي‌شود منظور زمين لرزه هاي تكتونيكي است

مكانيزم خرابي در زلزله

عواملي كه در يک زلزله باعث ايجاد خسارت ميگردند عبارتند از:

1- نيروهاي دروني شديد ايجاد شده بر اثر جنبش شديد زمين
2- آتش سوزي هاي ناشي از زمينلرزه
3- تغيير در خواص فيزيكي خاكها (نشستها، پديده آبگونگي و ...)
4- بر اثر جابجائي مستقيم گسلها در محل ساخت سازه ها
5- بواسطه زمين لغزشها (زمين لغزش عبارتست از فروريزش دامنه شيبها)
6- بواسطه موجهاي بلند ايجاد شده توسط زلزله در درياها (آبرانش)

از بين عوامل فوق، جبش شديد زمين، مهمترين عامل خرابي و تلفات جاني در زلزله‌ها ميباشد. كه با معرفي امواج لرزه و اندازه گيري آنها، اين بحث ادامه مي‌يابد.

خطر آتش سوزي پس از زمين لرزه نيز بايد مورد تاكيد قرار بگيرد. در ايران بدليل مصالح مورد استفاده تا كنون گزارش زيادي از آتش سوزيهاي پس از زلزله دريافت نشده است ولي در كشورهايي مانند ژاپن و آمريكا، كه چوب يكي از مهمترين مصالح استفاده شده در ساختمانها ميباشد، گزارشهاي زيادي وجود دارد، همانند زلزله سال 1906 سان فرانسيسكو و يا زلزله 1923 شهر توكيو.

شايد جابجايي مستقيم در اثر گسلش ترسناكترين جنبه زلزله‌ها از ديد عموم مردم باشد، با اين حال در مقايسه با جبش شديد زمين، اين گونه آسيب بسيار نادر است. منطقه‌اي كه در معرض گسلش قرار دارد، بسيار كمتر از سطحي است كه از تكانهاي شديد زمين تاثير مي‌پذيرد.

كانون و عمق زلزله

محل آغاز گسيختگي در گسل (گسلش) را كانون[1] زلزله يا مركز دروني[2] مي‌نامند و در واقع محل اوليه آزاد شدن انرژي در داخل زمين مي‌باشد. تصوير كانون در سطح زمين رومركز[3] ناميده مي‌شود كه معمولا محل بيشترين خسارتها مي‌باشد.

بر اساس ژرفا، زمين لرزه ها را مي توان به سه دسته زير تقسيم نمود:

- كم ژرفا: با ژرفاي 0 تا 70 كيلومتر

- متوسط: با ژرفاي 70 تا 300 كيلومتر.

- عميق: با ژرفاي بيش از 300 كيلومتر (به اين ترتيب كه تاكنون زمين لرزه اي در عمق بيش از 720 كيلومتر رخ نداده است)

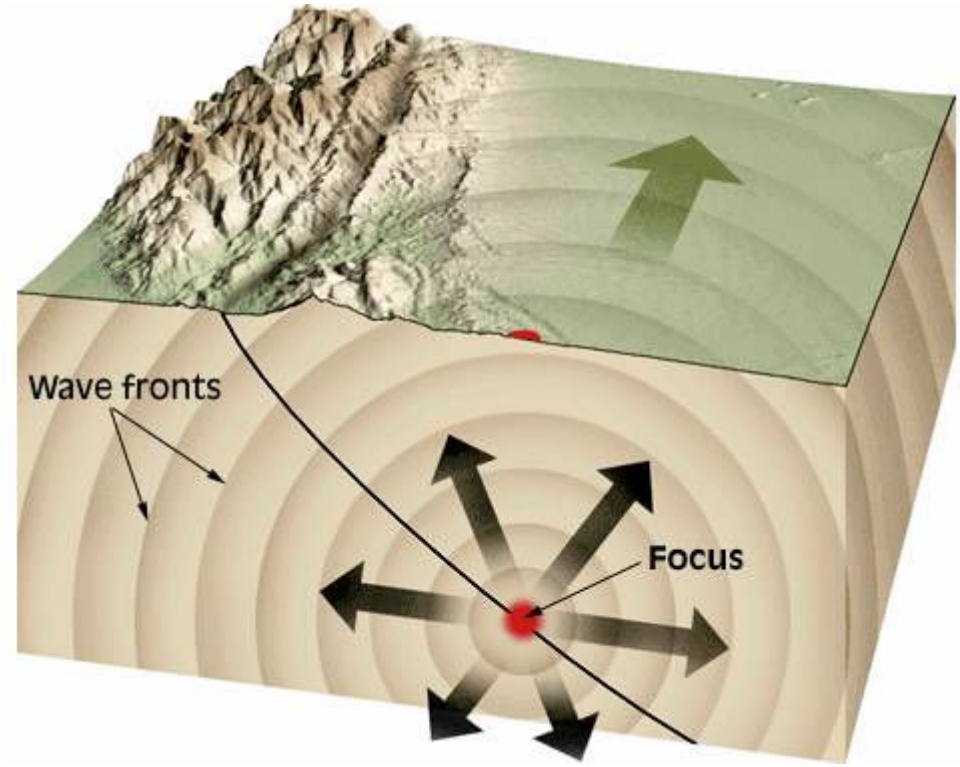
از نقطه نظر ژرفا، بيشتر زمين لرزه هاي ايران كم عمق مي باشند. بيشترين عمق در زمين لرزه هاي رخ داده در فلات ايران تا حدود 60 كيلومتر در ناحيه مكران مشخص شده است. از سوي ديگر اين ژرفا در ناحيه هاي داخلي فلات ايران تا حدود 40 تا 55 كيلومتر مي رسد. در ناحيه البرز و شمال ايران مركزي بيشينه ژرفا در حدود 20 تا 25 كيلومتر بوده است. بنابراين زمين لرزه هاي ايران از نوع كم عمق بوده اند.

مسأله عمق از نظر خسارت زمين لرزه نيز بسيار مهم است، چرا كه در زمين لرزه بسيار كم عمق معمولاً خسارتها به ناحيه رومركزي و حوزه نزديك محدود مي شود و سپس در حوزة دور (فاصله هاي بيش از 50 كيلومتر از سرچشمه) خسارتها بسيار محدود مي‌گردد (نمونه هايي از چنين زلزله‌هاي كم عمق عبارتند از زلزله منجيل، زمين لرزة طبس با ژرفاي10 كيلومتر و زلزله بم با عمق 8 كيلومتر). از سوي ديگر، هنگامي كه زمين لرزه ژرفاي زيادي داشته باشد (زمين لرزه 1985 مكزيكو، ميچوآكان، با بزرگاي Ms=8.1 و ژرفاي 200 كيلومتر، كه موجب خسارتهاي فراوان در فاصله حدود 280 كيلومتري در شهر مكزيكوسيتي به دليل مسأله اثرهاي ساختگاه گرديد)، مشاهده مي شود كه خسارتها مي تواند به دلايل ثانويه (نظير اثر خاك) در فاصله هاي زياد نيز گسترده شود.

به بحث عمق زلزله دوباره در بخش اندازه گيري زمين لرزه خواهيم پرداخت.

موجهاي لرزه اي

بطور كلي پس از اينكه در داخل زمين زلزله اي به وجود آمد و انرژي زمين آزاد شد، اين انرژي آزاد شده به صورت امواج ارتعاشي در كليه جهات منتشر شده و انرژي زلزله را با خود منتقل مينمايند. امواج زمين لرزه با توجه به حركتشان در داخل يا سطح زمين به دو دسته "امواج داخلي يا پيكري[1]" و "امواج سطحي[2]" تقسيم ميشوند.



امواج داخلي يا پيكري دسته ديگري از امواج لرزه اي هستند كه در درون زمين حركت كرده و در تمامي جهات منتشر مي‌شوند و با سرعتي بيش از موجهاي سطحي حركت مي‌نمايند. امواج داخلي نيز به دو گروه امواج طولي يا اوليه و امواج عرضي يا ثانويه قابل تقسيم هستند.

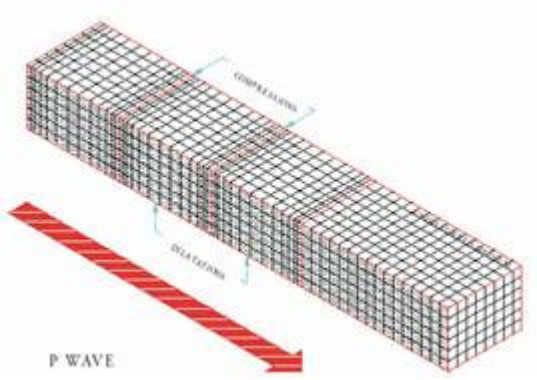
امواج سطحي بيشترين انرژي ناشي از تكانهاي كم عمق را دارا بوده و عامل اصلي خرابي‌هاي ناشي از زمين لرزه بخصوص در مناطق مسكوني ميباشند. اين گروه از امواج پس از تداخل موجهاي داخلي در امتداد حدفاصلها، شروع به ارتعاش كرده و عمق نفوذ محدودي دارند، از اين رو همواره در نزديكي سطح هاي ناپيوستگي متمركز ميشوند. بدين جهت در محيطهاي همگن موجهاي سطحي نخواهيم داشت. اين امواج كه به نامهاي موجهاي محدود شده و يا موجهاي هدايت شده نيز معروفند خود به گروههاي مختلفي چون "موج لاو[3]" و "امواج ريلي[4]" تفكيك ميگردند.

اين امواج توسط ويژگيهايي چون سرعت، دامنه، طول موج، دوره تناوب و فركانس از يكديگر تمييز داده ميشوند.

در زير به تفصيل به بررسي اين چهار نوع موج مي‌پردازيم:

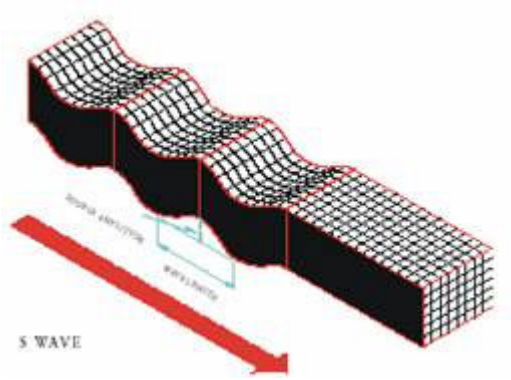
1- امواج تراكمي P يا اوليه[5]

امواج تراكمي از همه محيطهايي كه توان تحمل فشار را دارند از جمله گازها، جامدات و مايعات عبور مي‌كنند. ذراتي كه تحت تاثير موج P قرار ميگيرند در جهت انتشار موج به جلو يا عقب نوسان ميكنند. در صورتي كه بخشي از يک فنر را جمع كرده و به طور ناگهاني رها كنيم، فشردگي تمام طول فنر را طي خواهد كرد تا به انتهاي آن برسد. در اين مثال فنر در راستاي حركت موج به ارتعاش درآمده است كه بسيار شبيه به نحوه انتشار امواج P است. دليل نامگذاري اين امواج به نام امواج اوليه سرعت بالاي اين امواج ميباشد، چرا كه اولين موجي كه از زلزله احساس ميشود امواج P ميباشد. اين امواج با وجود سرعت بالاي انتقال، چون بسيار سريعتر از ساير امواج ديگر ميرا ميشوند (يعني انرژي خود را از دست ميدهند) باعث ايجاد خرابي زيادي در زلزله نميشوند.



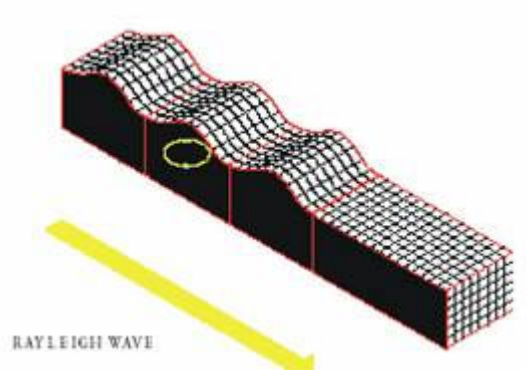
2- امواج برشي S يا عرضي[6]:

اين امواج تنها در محيطهايي كه ميتوانند در برابر تغيير شكل جانبي مقاومت كنند - مانند محيطهاي جامد - منتشر ميگردند. اين امواج در مايعات و گازها نميتوانند منتقل شوند. در صورتي كه يک طناب را به ديواري متصل كرده و سر ديگر آن را در دست گرفته و به صورت قائم حركت دهيم، در طناب موجي ايجاد ميشود شبيه امواج S ميباشد. در اين امواج ارتعاش ذرات محيط عمود بر جهت حركت موج ميباشد (همانطور كه مثال طناب ديده ميشود، موج در امتداد طول طناب حركت ميكند در حالي كه ذرات طناب در جهت عمود بر طول طناب ارتعاش ميكنند).



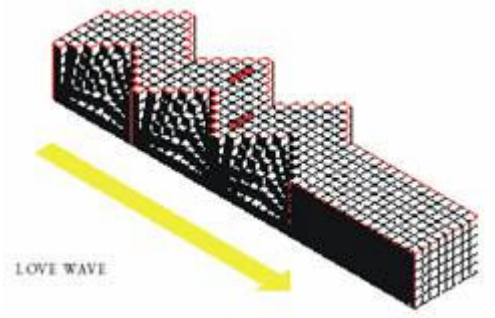
3- امواج رايلي LR

اين امواج به نحو خاصي حركت مي‌كنند. بدين ترتيب كه حركت ذرات در امتداد مدارهاي دايره اي (يا بيضوي) صورت ميگيرد. درست مانند حركت امواج در سطح اقيانوس البته جهت حركت دايره ها برخلاف حركت امواج اقيانوس است به عبارتي حركات ذرات سنگ، مدار بيضوي پسگرد را در صفحه قائمي به طرف منشاء زمين لرزه طي ميكنند.



4 - <u>امواج لاو LQ</u>

حرکت زمین توسط موج لاو، تقریبا شبیه موج S است با این تفاوت که ذرات ماده به موازات سطح زمین و در جهت عمود بر انتشار موج حرکت کرده و ذرات در صفحه قائم حرکت ندارند. انتشار این امواج مانند تکانهايي است که بر اثر حرکت طناب به سمت چپ یا راست ایجاد میشود. موجهاي لاو قدري سریعتر از امواج رایلي حرکت کرده و زودتر بر روي لرزه نگاشت ظاهر میشوند.



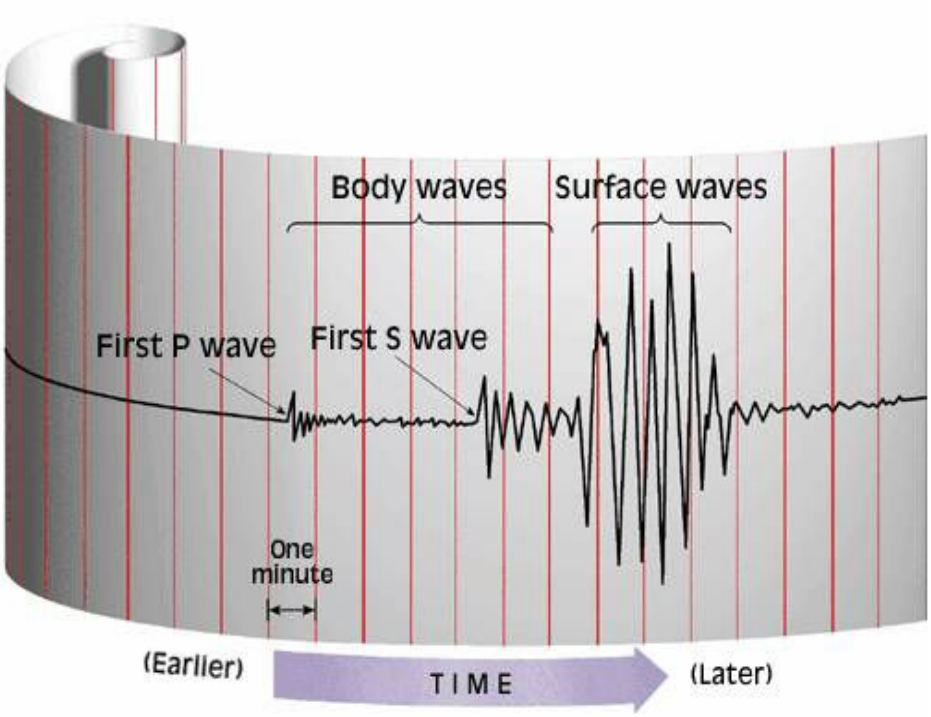
ثبت و پیش بینی زلزله

لرزه نگاري

قرنهاست كه انسان به مطالعه زمين لرزه ها كه موجب خسارتهاي جاني و مالي وسيعي مي شده‌اند علاقه‌مند بوده است. اولين تلاش در چنين راهي به چيني‌ها مربوط مي شود. 132 قبل از ميلاد مسيح يك فيلسوف چيني به نام چانگ- هنگ[1] لرزه نگاري به نام لرزه نما اختراع نمود.. چنين دستگاهي مشاهدة بروز يك حركت را امكان پذير مي كرد ولي اندازه گيري ميزان حركت با آن ممكن نبود.

پس از چنين وسيله اي ظاهراً از زلزله نگار ديگري در تاريخ ذكر نشده است تا اينكه در قرن هجدهم از سيستمهاي پاندولي كه جهت موج دريافتي را نشان مي دادند، (ابتدا در ايتاليا و سپس در ژاپن) مجدداً استفاده شد. اولين لرزه نگاشت روي كاغذ به طور همزمان در ايتاليا، انگلستان و آلمان در سال 1889 به دست آمد. در سالهاي بعد نيز جرم و اندازه لرزه نگارها همچنان بزرگتر گرديد تا اينكه وزن آنها به حدود 19 تن رسيد. چنين وزني موجب ايجاد يك اينرسي زياد نسبت به كل تغييرمكان زمين مي گرديد ولي از سوي ديگر ضرر آن اين بود كه امكان جا به جايي چنين لرزه نگاري وجود نداشت.

امروزه شبكه عظيمي از لرزه نگارها در سراسر جهان نصب شده و در حال ثبت ارتعاشات مي‌باشند. شتابنگارهاي ثبت شده توسط اين دستگاهها امكان مطالعه دقيق زمين لرزه ها را فراهم مي‌آورد. شكل زير بصورت شماتيک نگاشت ثبت شده از زلزله را نشان ميدهد. همانطور كه در بخش قبل گفته شد، در اثر زلزله امواج مختلفي منتشر مي‌شوند كه سرعت و دامنه هركدام از اين موجها متفاوت مي‌باشد. سرعت متفاوت باعث مي‌شود كه زمان رسيدن هركدام از اين موجها متفاوت باشد و در نتيجه بر روي نگاشت ثبت شده قابل تشخيص باشند.



محل كانون و عمق زلزله نيز بر اساس تفاوت موجود بين زمان رسيدن موجهاي P و S محاسبه ميشود.

اندازه گيري زمين لرزه

براي آگاهي از ميزان تاثير هر پديده لازم است تا بتوانيم به نحوي آن را بصورت كمي بيان كنيم. براي كمي كردن اندازه زلزله، از دو رهيافت مختلف استفاده مي‌شود؛ يک رهيافت بر اساس اندازه گيري دستگاهي (بزرگاي زلزله[1]) و ديگري بواسطه تاثير پذيري دست سازهاي بشر از زلزله (شدت زلزله[2]). شدت زلزله در هر مكان متفاوت است و با دور شدن از كانون زلزله كم مي شود، در حالي كه بزرگاي زلزله همواره ثابت است و ربطي به دور شدن از كانون ندارد (چرا كه با كل انرژي آزاد شده مرتبط است).

شدت زمينلرزه:

شدت يك زلـزله در يك مكـان خاص بـر مبناي اثرهاي قابل مشاهده زمين لرزه در آن مكان تعيين مي شود. دقت در تعيين شدت زلزله به دقت مشاهده كننده وابسته است. تخمين شدت وسيلة مفيدي براي تخمين اندازة زلزله هاي تاريخي است، بويژه در ناحيه هايي نظير كشور ما كه كشوري باستاني و با ميراث تاريخي و فرهنگي كهن است و لذا اطلاعات مهمي مي توان از زلزله هاي رويداده در زماني كه ثبت تاريخي وجود دارد به دست آورد. مقياسهاي مختلفي براي تعيين شدت زمين لرزه همانند مقياس مركالي اصلاح شده، MSK، EMS98 و ... ارائه شده است.

تعيين شدت زمين لرزه بدين ترتيب است كه براي هر كدام از مقياسها جدولي تهيه شده است و بر اساس آن ميزان آسيبهاي ناشي از زلزله بر سازه هاي مختلف ارائه گرديده است و مشاهده گر با تطبيق خسارتهاي بوجود آمده از زلزله با موارد ذكر شده در جدول، شدت زلزله را تعيين مي‌كند.

رده بندي شدت مركالي (اصلاح شده) MMI

بزرگي	شدت	تأثيرها

	I	احساس نمي شود
3	II	توسط شخص در حال استراحت يا در طبقات بالاي ساختمان احساس مي شود.
	III	در داخل ساختمان احساس مي شود. اشياء آويزان تكان مي خورند ارتعاشي مثل گذر كاميونهاي سبک دارند. مدت لرزش قابل برآورد است. ممكن است زلزله به حساب نيید.
4	IV	اشياء آويزان تاب مي خورند. ارتعاشي مثل گذر كاميونهاي سنگين يا احساس ضربتي مثل برخورد يک توپ سنگين به ديوار دارد. ماشينهاي پارک شده تكان مي خورند. پنجره ها، بشقابها و درها به صدا در مي ايند. شيشه ها به صدا در مي ايند. ظروف سفالي به هم مي خورند. در حد فوقانيIV ديوارهاي چوبي و قابها ترک بر مي دارند.
	V	در خارج ساختمان احساس مي شود. جهت آن قابل برآورد است. افراد خواب بيدار مي شوند. مايعات به حركت در مي ايند و برخي از آنها به خارج ظرف خود مي ريزند. اشياء ناپايدار كوچک جا به جا يا واژگون مي شوند. درها تكان مي خورند و باز و بسته مي شوند. ساعتهاي آونگي متوقف شده، به حركت آمده يا سرعتشان تغيير مي كند.
5	VI	توسط همه احساس مي شود. بسياري متوحش شده و از ساختمانها خارج مي شوند. اشخاص به طور نامتعادلي حركت مي كنند. پنجره ها، بشقابها و ظروف شيشه اي مي شكنند. اشياء، كتابها و چيزهاي ديگر از قفسه ها به خارج مي ريزند. عكسها از ديوارها فرو مي افتند. مبلها جا به جا شده يا واژگون مي شوند. گچهاي ضعيف يا ساختمانهاي نوع D ترک بر مي دارند. زنگهاي كوچک كليساها و مدارس به صدا در مي ايند. درختان و بوته ها تكان مي خورند.
6	VII	ايستادن مشكل مي شود. توسط رانندگان وسايل نقليه احساس مي شود. اشياء آويزان شديداً نوسان مي كنند. مبلها و وسايل چوبي مي شكنند. بناهاي نوع D صدمه مي بينند و ترک بر مي دارند. دودكشهاي ضعيف در محل اتصالشان به سقف مي شكنند. قطعات گچ، آجرهاي سست، سنگ و كاشي سقوط مي كنند، برخي از بناهاي نوع Cترک بر مي دارند. امواج آب در سطح حوضها و آبگيرها گل آلود مي شود. لغزشها و حفرات كوچكي در سواحل شني و ماسه اي ايجاد مي شود. زنگهاي بزرگ كليساها به صدا در مي ايند. نهرهاي آبياري صدمه مي بينند.

	VIII	هدايت وسايل نقليه مشكل مي شود. بناهاي نوع C صدمه مي بينند و بخشي از آنها فرو مي ريزند. به بناهاي نوع B كمي صدمه وارد مي ايد بناهاي نوع A بدون صدمه باقي مي مانند. گچ كاريها و برخي از ديوارها فرو مي ريزند. دودكشها و بناهاي يادبود، برجها و مخازن مرتفع مي چرخند و فرو مي ريزند. ديوارهاي جداكننده اي كه محكم نباشد از محل خود خارج مي شوند. شمعهاي فرسوده شده مي شكنند. شاخه هاي درختان مي شكنند. ميزان دما و جريان آب چشمه ها و چاهها تغيير مي كند. در زمينهاي مرطوب و دامنه هاي پرشيب تركهايي ايجاد مي شود.
7	IX	عموم مردم احساس وحشت مي كنند. بناهاي نوع D كاملاً تخريب مي شوند، بناهاي نوع C به شدت صدمه مي بينند و گاه كاملاً فرو مي ريزند، بناهاي نوعB به طور جدي صدمه مي بينند. ساختمانهاي پيش ساخته، اگر خوب به هم متصل نشده باشند، از محل پي جا به جا مي شوند مخازن شديداً صدمه مي بينند. لوله هاي زيرزميني مي برند. تركهاي آشكاري در زمين ايجاد مي شود. در زمينهاي آبرفتي، ماسه و گل به خارج فوران مي كنند.
8	X	پي اغلب بناهاي معمولي و پيش ساخته تخريب مي شود. برخي از سازه هاي چوبي خوب ساخته شده و پلها تخريب مي شوند. سدها و خاكريزها صدمه جدي مي بينند. زمين لغزه هاي بزرگ به وقوع مي پيوندد. آب از ساحل كانالها، رودخانه ها، درياچه ها و غيره به خارج مي ريزند. ماسه و گل در سواحل و زمينهاي هموار به طور افقي جا به جا مي شوند. ريلهاي راه آهن كمي خم مي شوند.
	IX	ريلها به شدت خم مي شوند. خطوط لوله زيرزميني كاملاً از سرويس خارج مي شوند.
	XII	خسارت تقريباً به طور كامل است. توده هاي سنگي بزرگ جا به جا مي شوند. اشياء به هوا پرتاب مي شوند.

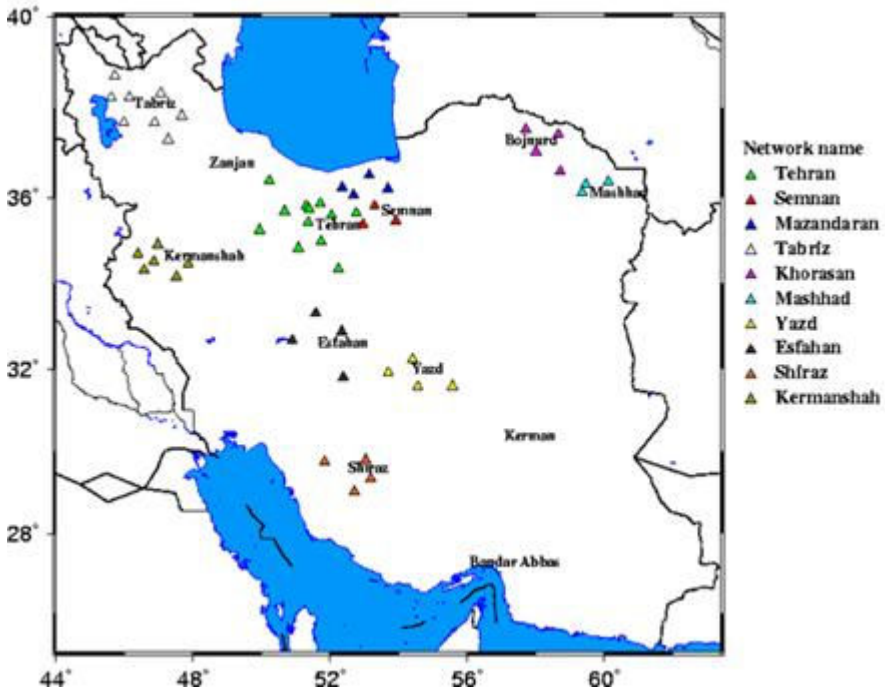
بزرگای زلزله:

بمنظور اندازه گيري زمين لرزه و بدست آوردن معياري براي مقايسه و سنجش زمين لرزه ها، از بزرگاي زلزله استفاده مي‌شود كه مي‌توان آن را با در نظر گرفتن دامنه نوسانات روي نگاشت محاسبه نمود. مقياسهاي متفاوتي براي اندازه گيري بزرگاي زلزله وجود دارد. اولين مقياس بزرگا، توسط چارلز ريشتر در سال 1935 براي زلزله هاي جنوب كاليفرنيا تعريف شد كه بزرگاي محلي يا ML نامیده مي‌شود. علاوه بر مقياس ريشتر، مقياسهاي مختلف ديگري نيز وجود دارند كه هر كدام كاربردهاي خاص خود را در مهندسي زلزله و زلزله شناسي ايفا مي‌كنند. هر زلزله فقط و فقط يک بزرگا دارد و بزرگا با فاصله از محل وقوع زلزله تغيير نمي‌يابد.

ذكر اين نكته ضروري است كه بزرگاي زلزله، بتنهايي نمي‌تواند معياري براي سنجش ميزان خرابي در زلزله باشد. همانطور كه گفته شد، بزرگاي زلزله فقط بر اساس ميزان انرژي آزاد شده در زلزله محاسبه مي‌گردد و عمق و يا ساير پارامترها در محاسبه آن دخيل نمي‌باشد. از اين رو دو زلزله با بزرگاهاي يكسان ولي عمقهاي متفاوت ميزان خرابيهاي متفاوتي را ببار مي‌آورند. چرا كه با عميقتر شدن كانون زلزله، امواج لرزه اي فاصله بيشتري را تا سطح زمين طي مي‌كنند كه در اين فاصله مقداري از انرژي آزاد شده كاهيده شده و از بين مي‌رود. در قسمت قبل بيان شد كه زلزله هاي ايران، اغلب از نوع كم عمق مي‌باشند، لذا انتظار مي‌رود ميزان خرابي و آسيب ناشي از اين زلزله‌ها بيشتر باشد.

ثبت زلزله در شبکه لرزه نگاری تله متری ایران

شبكه لرزه‌نگاري تله‌متري ايران اولين شبكه رقومي است كه در سال 1374 افتتاح شد. تمام سخت‌افزار و نرم‌افزار اين شبكه از شركت نانومتريكس كانادا خريداري شده است. ايستگاه‌هاي لرزه‌نگاري شبكه مجهز به لرزه‌نگارهاي پريود كوتاه سه مولفه‌اي هستند. شبكه متشكل از ده شبكه استاني است كه قسمت عمده‌اي از كشور را تحت پوشش قرار مي‌دهد (شكل زير). شبكه تله‌متري كشور با نصب شبكه‌هاي استاني تهران و تبريز در سال 1374 فعاليت خود را آغاز كرد. گسترش شبكه در سال‌هاي بعدي با نصب شبكه‌هاي اصفهان، سمنان، شمال خراسان، شيراز، مازندران، مشهد، يزد و كرمانشاه انجام گرفت. شبكه كرمانشاه از ابتداي سال 1383 شروع به كار كرده است و شبكه اصفهان از سال 82 تعطيل شده است.



داده‌هاي لرزه‌نگاري بطور آنلاين و دائماً توسط ارتباط راديويي- تله‌متري به مركز هر شبكه استاني مخابره مي‌شوند. بعد از پردازش داده‌ها، برداشت‌هاي لرزه‌اي و داده‌هاي لرزه‌اي به صورت ماهانه بر روي لوح فشرده ثبت شده و به مركز لرزه‌نگاري كشور در تهران ارسال و در بانك اطلاعاتي آنلاين منعكس مي‌شود. داده‌هاي لرزه‌اي شبكه تهران بطور آني در شبكه آنلاين موسسه ژئوفيزيك منعكس مي‌شود. موسسه ژئوفيزيك در نظر دارد با استفاده از ارتباطات ماهواره‌اي يا اينترنت داده‌هاي لرزه‌اي شبكه‌هاي استاني را بصورت آنلاين در مركز لرزه‌نگاري كشور گردآوري كند.

ايستگاه‌هاي لرزه‌نگاري همه شبكه‌ها مجهز به لرزه‌نگار SS-1 ساخت شركت كينمتريكس با فركانس ويژه يك هرتز، آنتن VHF، فرستنده راديويي Tx، ديجيتايزر 24 يا 16 بيتي آنالوگ به رقومي و يك منبع تغذيه مجهز به باطري خورشيدي هستند. مركز پردازش هر شبكه استاني مجهز به آنتن و دستگاه دريافت كننده VHF، تعدادي دستگاه رايانه براي ثبت و پردازش داده‌ها، GPS و سيستم منبع تغذيه يوپي‌اس است. داده‌هاي لرزه‌اي با سرعت 50 نمونه در ثانيه ثبت مي‌شوند و بطور آني توسط يك رايانه به نام NAQS پردازش مي‌شوند. بعد از انجام تصحيحات زماني داده‌ها بطور موقت به مدت يك هفته بر روي ديسك ثبت مي‌شوند. وقتي كه حداقل سه يا چهار ايستگاه بطور همزمان اعلام وقوع زلزله كنند داده‌هاي مربوط به آن زلزله بطور دائمي بر روي يك هارددیسك ديگر ثبت مي‌شود.
تشخيص وقوع زلزله توسط دستگاه NAQS و با اجراي الگوريتم STA/LTA بر روي داده‌هاي دريافتي از ايستگاه‌هاي لرزه‌اي انجام مي‌شود. داده‌هاي خام و داده‌هاي پردازش شده بطور ماهانه بر روي لوح فشرده ثبت مي‌شوند.

شبكه لرزه‌نگاري بزرگي زلزله‌ها را بر اساس بزرگي محلي ML و بزرگي ناتلي* Mn كه بصورت زير تعريف مي‌شود گزارش مي‌كند.

$$Mn = \log(\frac{v}{2\pi}) + 1\ 66\log(d) - 0.1$$

كه در آن v بيشينه دامنه بر جسب نانومتر بر ثانيه و d فاصله كانوني زلزله از ايستگاه بر حسب كيلومتر است. در شبكه تهران 96% اندازه‌گيري‌هاي بزرگي زلزله بر اساس فرمول ناتلي است.

پيش بيني زمينلرزه

منظور از پيش بيني زلزله، پيشبيني مكان، پيش بيني بزرگا و پيش بيني زمان وقوع زلزله است. براي بسياري از افراد جامعه، مفهوم پيشبيني، فقط به معناي پيشبيني زمان زلزله است. تلاشهاي بيشماري براي بدست آوردن سرنخهاي فيزيكي براي پيشبيني زلزله انجام پذيرفته است. در سال 1975، چينيها توانستند زلزله هاي‌چنگ را بر اساس افزايش لرزه خيزي (پيش لرزه ها) و نا آرامي حيوانات پيشبيني نموده و منطقه وسيعي را تخليه كنند.

هر پارامتري كه قبل از وقوع زمين لرزه تغييراتي در آن پديد ايد، بگونه اي كه بتوان با بررسي دقيق اين تغييرات زمين لرزه را پيشبيني نمود، پيش نشانگر گفته مي‌شود. تا كنون پيش نشانگرهاي

متعددي كه تعداد آنها به بيش از 30 مورد مي‌رسد شناخته شده است. اين پيش نشانگرها عبارتند از: تغيير شكل پوسته زمين، تغيير در تراز دريا، كج شدگي، تنجيدگي و تنجشهاي پوسته‌اي، پيش نشانگرهاي زمين مغناطيسي و ژئوالكتريكي، تغيير در ميدان گرانشي، پيش لرزه‌ها، انتشار گاز رادن، تغيير در دبي و ارتفاع آبهاي زيرزميني، رفتار حيوانات و ...

مشكل اصلي در استفاده از پيش نشانگرها، نياز به ثبت مداوم و مستمر آنها و بررسي تغييرات حاصله مي‌باشد. براي مثال سطح آبهاي زير زميني بصورت طبيعي در فصلهاي مختلف نوسان دارد، ولي با ثبت مداوم و چندين ساله اين نوسانها، ميزان ميانگين سطح آب زير زميني در فصلي مشخص، بدست مي‌اید كه در صورت تغيير غير عادي در آن قابل تشخيص است. از طرف ديگر، بدليل دخيل بودن عوامل ديگر در پارامترهاي موجود، لازم است تا چند عامل پيش نشانگر بصورت همزمان مورد بررسي قرار بگيرد.

با اينكه پيشرفت بشر در علوم چشمگير بوده ولي هنوز پيش بيني دقيق زلزله ممكن نشده است. اما با استفاده از ايستگاههاي) GPS كه در كشور ما فعلاً در ۵ شهر مشهد، تهران، اهواز، تبريز و همدان نصب شده)، اطلاعات ماهواره اي و تغييرات زماني زمين مي توان به مدل بندي زلزله هاي اتفاق افتاده پرداخت و با تقريب، محدوده هاي زماني و مكاني زلزله بعدي را تخمين زد.
يكي از بارزترين علائم زلزله، پيش لرزه هاي خفيف ناشي از موج هاي اوليه است كه در پي آنها امواج اصلي زلزله فرامي رسند. گاهي صداهاي انفجارگونه ناشي از حركت لايه هاي زمين نيز توأم با رسيدن اين امواج شنيده مي شود. در بم قبل از وقوع زلزله اصلي، امواج خفيف سه بار آن را لرزانده بود و چندساعت قبل نيز صداهاي عجيبي از درون زمين شنيده شده بود.شايد نور نيز يكي از علايم وقوع زلزله باشد. اندكي قبل از زلزله هاي رودبار و بم نوري در آسمان مناطق مشاهده گرديده بود. نور ناشي از زلزله، احتمالاً به دليل آزاد شدن گازهاي هيدروكربني لايه هاي زيرين زمين قبل از زلزله اند كه انتشارشان باعث توليد نورهاي شديد مي كند.
از ديگر علايم ناآرامي حيوانات به دليل حواس تيزشان است كه توان تشخيص تكانهاي خفيف توده هاي سنگ در شرف لغزيدن و سرو صداهاي جزيي آنها را دارند.