

DISEÑO ESTRUCTURAL II

Carrera de **Arquitectura**

Facultad de Ingeniería – Universidad Nacional de Cuyo



UNCUYO
UNIVERSIDAD
NACIONAL DE CUYO



UNIDAD 8

DISEÑO SISMICO



Dr. Ing. Gonzalo S. Torrisi

2021

1-INTRODUCCIÓN Y RESEÑA HISTÓRICA

La humanidad ha experimentado a lo largo de la historia el efecto destructivo de los terremotos, los cuales han originado grandes pérdidas económicas y centenares de miles de víctimas. Este fenómeno natural se manifiesta a través de la vibración o movimiento de la superficie terrestre en distintas direcciones como resultado de la propagación de ondas sísmicas. Sin embargo, el hombre tardó mucho tiempo en explicar, con fundamentos científicos, el origen de los terremotos. Diversas ideas o razones fueron propuestas a lo largo de los siglos, algunas fundamentadas en factores naturales y otras simplemente basadas en supersticiones o creencias religiosas. Por ejemplo, el naturista romano Plinio "El viejo" (23 al 79 antes de Cristo) propuso que los terremotos se producían como consecuencia del enojo de la madre tierra por las perforaciones que realizaba el hombre para extraer minerales. Para los aztecas, la tierra y el sol habían sido previamente destruidos cuatro veces por los jaguares, el viento, la lluvia y el agua. El quinto castigo impuesto por sus dioses eran los terremotos. La cultura maorí en Nueva Zelanda creía que Ruamoko, el dios de los terremotos y volcanes, era un hijo de la madre tierra que quedó accidentalmente atrapado debajo de la superficie terrestre, siendo los terremotos una expresión de su enojo. En forma similar, la mitología japonesa considera que los terremotos son producidos por un gran pez lobo oculto en el fondo de los mares.

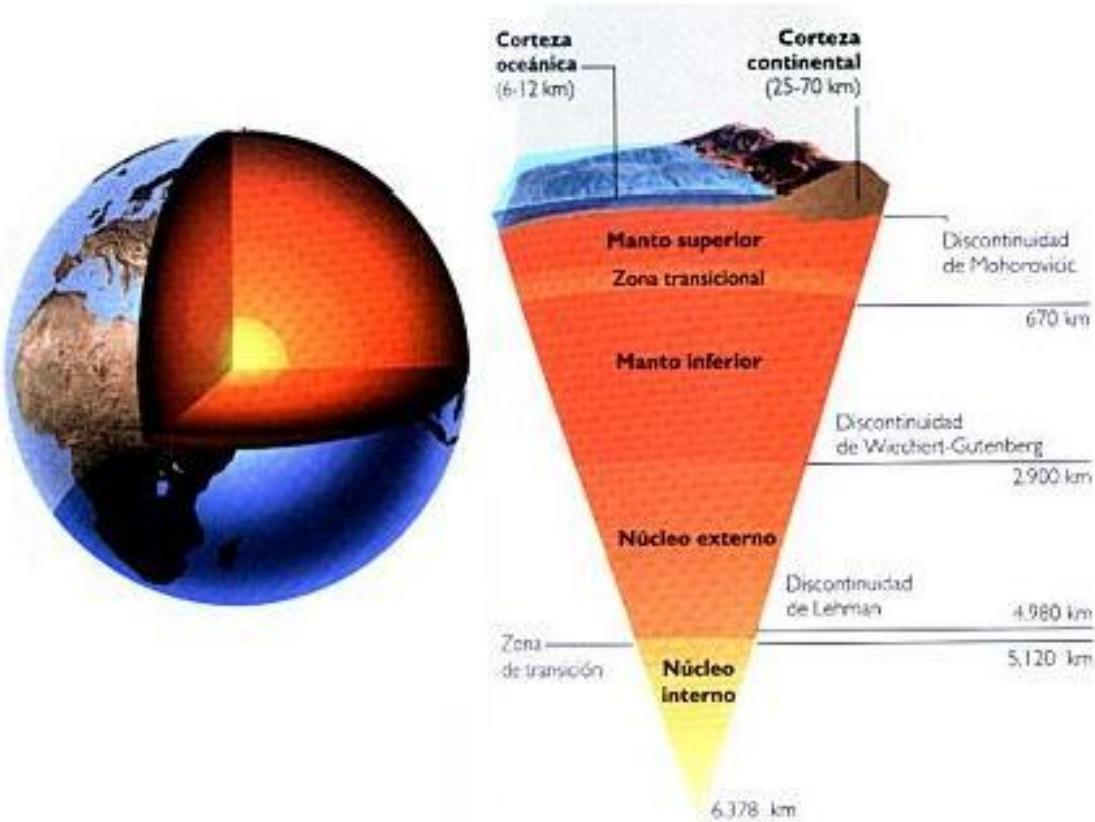
La comunidad científica buscó explicaciones más racionales. Así es que Aristóteles propuso que la causa de los terremotos era vientos encerrados en cavernas subterráneas que eventualmente producían el movimiento de la tierra al escapar violentamente hacia la superficie. Esta teoría, aceptada por los científicos por más de 1500 años, llevó a la creencia de que los días calmos y calurosos eran más propensos a la ocurrencia de terremotos. Para explicar la ocurrencia de los terremotos, diversas teorías científicas se desarrollaron durante el siglo XIX y principios del XX. Rossi propuso que el origen de los terremotos se debía a violentas tormentas de vapor de agua y gases provenientes del magma terrestre que se producían en el interior de la corteza. Esta idea se conoció como "teoría explosiva de los sismos". Otros sismólogos creyeron que la actividad sísmica estaba asociada a los movimientos de lava producidos por las erupciones volcánicas. Como se indica posteriormente, este tipo de terremotos se denominan volcánicos, sin embargo no son la fuente principal de sismos. De gran importancia fue el aporte de A. von Humboldt quien distinguió el origen volcánico y tectónico de los terremotos y las investigaciones de E. Suesss que mostraron por primera vez la relación entre los sismos y la formación de pliegues geológicos.

A los efectos de estudiar los mecanismos generadores de terremotos es necesario conocer, aunque más no sea en forma general, la estructura y configuración del globo terráqueo de los sistemas resistentes muy utilizados en nuestro país y en otras zonas del mundo son los muros de mampostería encadenada. Estas estructuras poseen un comportamiento muy complejo ya que se componen de diversos elementos como son los mampuestos (ladrillos), mortero para las juntas, y columnas y vigas de hormigón armado.

2-COMPOSICIÓN DE LA TIERRA

Los científicos creen que la Tierra se formó hace 4600 millones de años, probablemente después de que una masiva explosión originó una nube de polvo y gas. Fuerzas gravitatorias hicieron que las partículas se combinaran en una masa caliente de material fundido. El transcurso del tiempo, acompañado de complejos procesos químicos, físicos y biológicos llevaron al estado actual de la Tierra. Las rocas más antiguas de las que se conocen tienen de 4000 a 3800 millones años y se encuentran en Groenlandia. Las primeras bacterias y algas aparecieron hace unos 3500 millones de años, mientras que los mamíferos tienen una antigüedad de 65 millones de años. Los ancestros del ser humano aparecieron hace sólo 4 millones de años. No se han encontrado signos reconocibles que permitan estudiar lo ocurrido durante los primeros 600-800 millones de años de historia de la Tierra.

La Tierra, con un radio promedio de 6370 km, está formada por tres capas concéntricas principales: núcleo, manto y corteza; estas capas se formaron cuando la Tierra comenzó a enfriarse y los materiales más pesados y calientes e hundieron, concentrándose en el centro. El núcleo, ubicado en la parte central, presenta una capa interna de material sólido y denso, mientras que la parte exterior, compuesta por metales fundidos (densidad 13.5 t/m³) se encuentra sometida a grandes presiones y temperaturas. El manto tiene un espesor de aproximadamente 2900 km y está constituida por distintos tipos de rocas. La parte externa del manto se denomina astenosfera y se comporta como un medio visco-elástico capaz de fluir plásticamente, debido al estado parcialmente fundido de las rocas. Las temperaturas interiores varían desde unos 6000° C en la parte central del núcleo hasta 1000° C en la astenosfera.



Capas de la Tierra

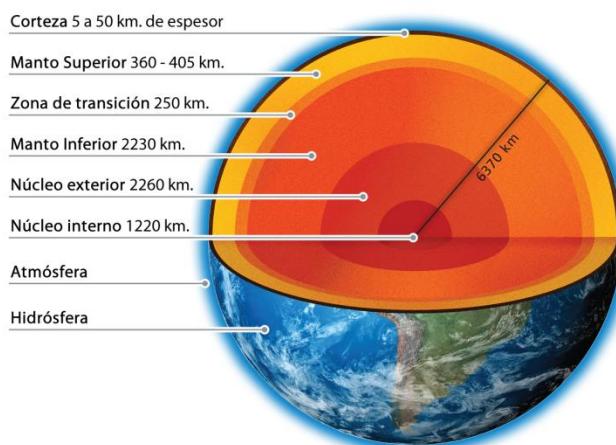


Figura 1: Composición de la tierra

La capa más externa es la corteza, comparable a "la cáscara" del globo terrestre debido a su reducido espesor en relación al radio de la Tierra. Las características de la corteza son considerablemente distintas en los océanos y continentes. Las cuencas oceánicas están constituidas por rocas basálticas muy resistentes, con espesor variable entre 5 y 10 km. Las plataformas continentales son más livianas, formadas principalmente por rocas graníticas sobre un basamento de basalto, con un espesor promedio de 35 km que puede llegar a un máximo de 75 km. La corteza terrestre es deformada, plegada y fracturada debido a las

corrientes de convección térmica originadas en el manto, lo que explica el carácter irregular de la superficie terrestre. Los movimientos y deformaciones que se producen en la corteza están ligados a las características mecánicas de la litosfera que es la envolvente externa, rígida y resistente del planeta. La litosfera comprende la corteza en si y la parte superior del manto, con un espesor promedio de 100 km. La división entre el manto y la corteza está caracterizada por ser una superficie donde se producen significativos cambios en la velocidad de propagación de las ondas sísmica, que se denomina discontinuidad de Mohorovicic o simplemente Moho. El estudio de la composición de la Tierra muestra claramente que la idea de un planeta rígido y "sólido como la roca" es totalmente errónea y representa un obstáculo para entender los procesos geológicos que en ella ocurren.

3-TECTÓNICA DE PLACAS

La teoría de tectónica de placas o nueva tectónica global, ampliamente aceptada en la actualidad, considera que la litosfera está dividida como gran mosaico de 17 placas principales que se desplazan lateralmente una con relación a las otras impulsadas por corrientes de convección del manto terrestre. Por lo tanto, el término "tectónica" se refiere al estudio a gran escala de la estructura y características de deformación de la Tierra, sus orígenes, relaciones y movimientos. Existe en la actualidad evidencia de que las placas se mueven, se mueven a diferentes velocidades y la velocidad de movimiento varía de acuerdo a la dirección. Además la misma placa puede moverse con velocidades distintas en diferentes direcciones y rotar alrededor de distintos polos. Las placas más importantes son la del Pacífico, a Australiana, la Antártica, las de América del Norte y del Sur, la de Nazca, la Euroasiática y la Africana.

Estas ideas comenzaron a gestarse cuando algunos estudiosos se dieron cuenta de la similitud de las costas de América del Sur y África que parecen encajar entre sí como piezas de un rompecabezas, especulando que esos dos continentes podrían haber estado unidos mucho tiempo atrás. De esta forma, Placet creía que el Océano Atlántico se formó por el hundimiento de una gran isla, "Atlántida", mientras que von Humboldt atribuía la separación de los dos continentes a fenómenos de erosión. A principios del siglo XX, A. Wegener, un meteorólogo alemán, propuso que en algún momento todos los continentes estuvieron unidos formando una gran masa continental que ellos llamaron Pangea (del griego "todas las tierras"). Por alguna razón este supercontinente comenzó a fracturarse y a dividirse al inicio del Mesozoico y los fragmentos, actuales continentes, comenzaron a desplazarse lentamente sobre un manto líquido. Esta teoría se conoció como deriva de los continentes y fue ampliamente rechazada por la comunidad científica internacional. En las últimas décadas, la investigación en el campo de la geofísica, oceanografía, geología y sismología han confirmado las ideas básicas de Wegener, que han quedado plasmadas en la moderna teoría de la tectónica de placas. Hay diferencias importantes entre las teorías de la deriva continental y de tectónica de placas. La tectónica de placas es más general dado que incluye a la superficie de la Tierra en su totalidad y no sólo los continentes. Además, la tectónica de placas explica en forma conveniente el mecanismo por el cual se producen los movimientos y deformaciones de la litosfera.

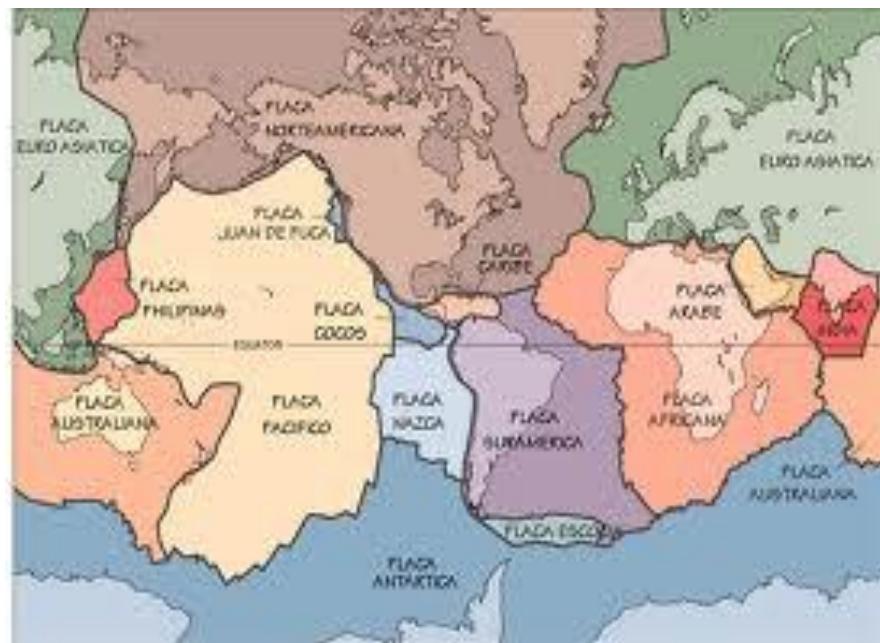


Figura 2: a) Continentes y placas litosféricas en los que se divide la corteza terrestre según la tectónica de placas.



Figura 2: b) movimiento de las placas

La idea de la movilidad de la corteza planteó numerosas incertidumbres hasta que la parte más extensa de la superficie del planeta, es decir los océanos, pudo ser estudiada en detalle gracias al desarrollo tecnológico de las embarcaciones para investigación y el invento del sonar. Por mucho tiempo se creyó que el fondo de los océanos era una superficie prácticamente plana, sin accidentes de importancia. Sin embargo, los oceanógrafos descubrieron una extensa cordillera en el Océano Atlántico que se extiende como una

gigantesca costura desde la Antártida hasta Islandia. Algo similar se descubrió posteriormente en el Océano Índico y en el Pacífico. Estudios detallados del fondo marino, en base a mediciones magnéticas, expediciones submarinas, perforaciones y toma de muestras, revelaron que las rocas son tanto más viejas cuando más se aleja de cadena montañosa o dorsal oceánica. Este hecho se explicó considerando material incandescente, o magma, aflora a la superficie en la cima de las dorsales, a través de una depresión central llamada “rift”. El material fundido se extiende sobre el fondo marino y se solidifica, empujando a la corteza hacia ambos lados a razón de varios centímetros por año. Es decir que las depresiones de las dorsales oceánicas son las zonas activas a partir de las cuales se produce la expansión del fondo marino. Esto explica el por qué de la disgregación del supercontinente Pangea de acuerdo a la teoría de la deriva continental. Obviamente que si la Tierra no se expande, el aporte de material nuevo en las dorsales debe compensarse con material que desaparece en otras zonas del planeta. Esto ocurre cerca de las plataformas continentales donde la placa oceánica (de material basáltico mas pesado) se sumerge debajo de la placa continental y el material de la litosfera es nuevamente fundido para pasar a integrar el manto. El proceso de ascenso y descenso de material en el manto se debe a la presencia de corrientes de convección térmica, originadas por las grandes diferencias de temperatura entre el núcleo y la corteza. La zona donde se sumerge la placa oceánica se denomina zona de subducción y se caracteriza por una trinchera o fosa marina frente a la costa (por ejemplo, la fosa Tonga-Kermadec en el Pacífico occidental que tiene 10 km de profundidad).

La dinámica de la corteza terrestre muestra que unas placas tienden a separarse entre sí como resultado del aporte de nuevo material cortical mediante la inyección de magma; este es el caso de la placa Sur Americana y la Africana. En otros casos las placas colisionan en forma frontal, produciendo el plegamiento de la corteza y por lo tanto el levantamiento de cadenas montañosas como el Himalaya. Otras veces la colisión frontal produce el hundimiento de una placa debajo de otra. Un caso típico de esta situación es la placa de Nazca que se sumerge debajo de la placa de Sur América en la costa chilena.



Figura 3: a) Formación y subducción de la litosfera

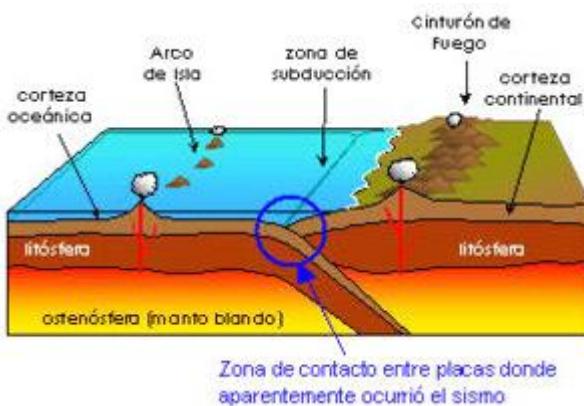


Figura 3: b) zona de contacto y cinturón de fuego

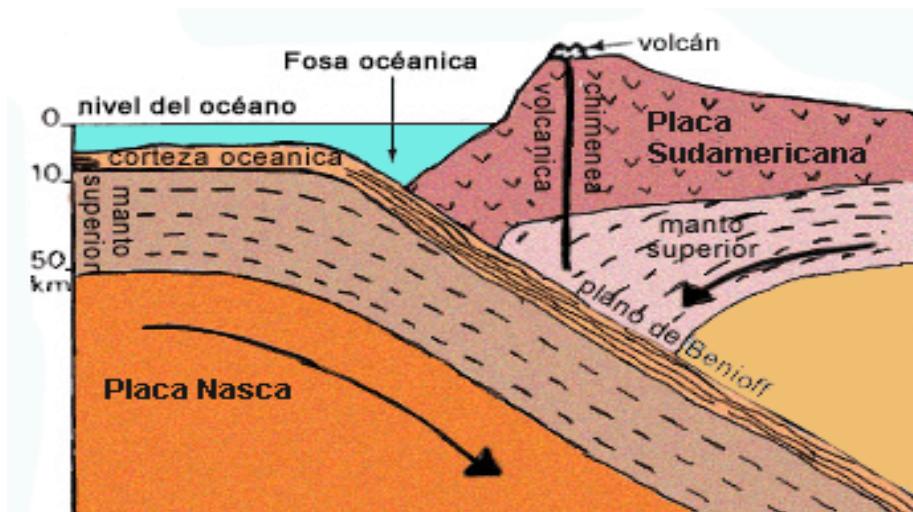


Figura 3: c) Subducción, fosa oceánica, volcanes

Existe una estrecha vinculación entre la tectónica de placas y los terremotos, tal como puede observarse al estudiar la distribución de los sismos registrados, los cuales no se encuentran aleatoriamente distribuidos sino que se concentran significativamente en los bordes de las placas (el 95% de la energía sísmica es liberada en los límites entre placas). Se observa una alta ocurrencia de sismos intensos y actividad volcánica en una zona periférica del Océano Pacífico desde la Patagonia, pasando por Chile Perú, el istmo de América Central, México, California. Continúa en Alaska y se extiende formando un arco con la península de Kamchatka, Japón, Filipinas para terminar en Fiji y Nueva Zelanda. Esta zona se conoce como Anillo de Fuego del Pacífico o Cinturón Circum-Pacífico. Algo similar ocurre en la zona que rodea el Mar Mediterráneo, pasando por Turquía, Irán, Asia Central y el Himalaya, que se conoce como Franja Sísmica Alpino-Asiática. Por lo tanto existen regiones con alta sismicidad y otras donde la ocurrencia de terremotos es despreciable o nula.

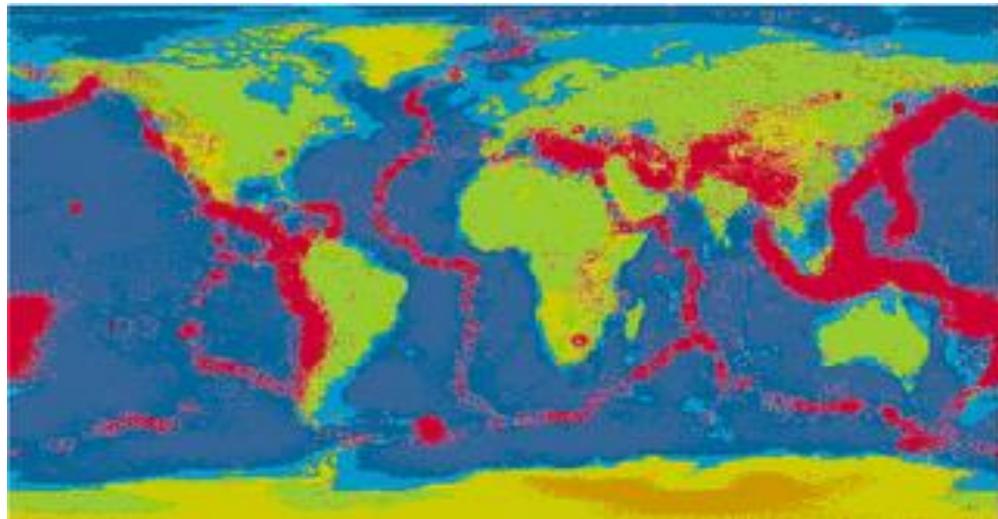


Figura 4: Mapa de sismicidad mundial, donde se observa el epicentro de más de 30000 sismos

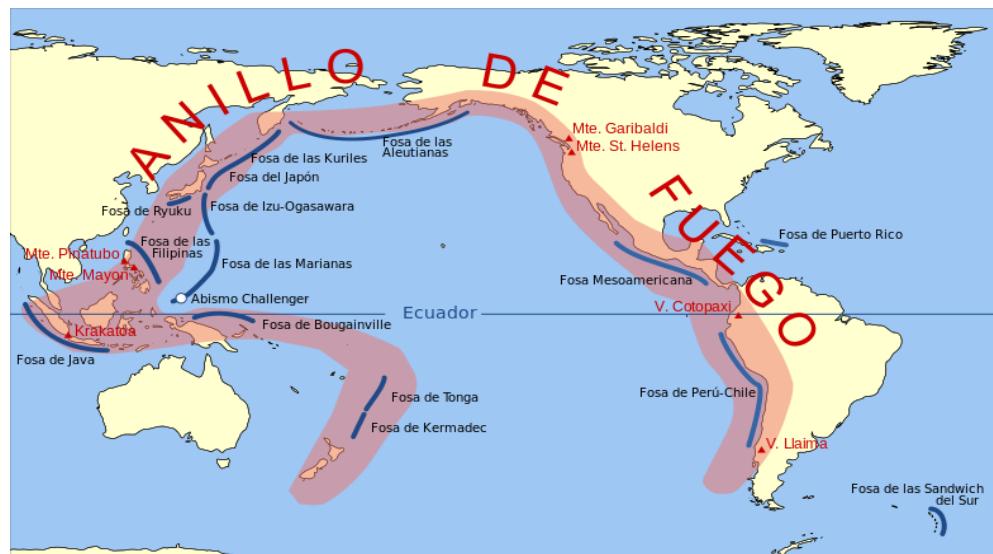


Figura 4: b) Cinturón de fuego del Pacífico

4-MECANISMOS DE LOS TERREMOTOS

Actualmente se reconoce que el mecanismo principal que desencadena los terremotos está asociado a la deformación de la corteza rocosa que forma estrato externo de la Tierra. El estado tensional inducido en los materiales sólidos origina deformaciones que se traducen en: (1) cambio en el tamaño y/o forma del material, y (2) fractura del material. Si el sólido es sometido a un estado tensional reducido, las deformaciones desaparecen cuando la tensiones se eliminan (proceso reversible, deformación elástica). Si las tensiones aplicadas exceden el límite elástico el material fluye plásticamente, presentando deformaciones permanentes cuando las tensiones son eliminadas. Las rocas ubicadas a grandes profundidades se deforman generalmente en forma plástica debido a las condiciones de alta

presión y temperatura existentes. Contrariamente, las rocas localizadas cerca de la superficie sufren una falla frágil (fractura) cuando su capacidad de deformación es excedida. La resistencia a la ruptura de la roca depende principalmente de su resistencia a la compresión y tracción, temperatura, presión de confinamiento, presencia de líquidos, velocidad y duración del proceso de deformación. Como resultado de las deformaciones de la corteza terrestre se originan fallas, es decir zonas de fractura a lo largo de las cuales se producen movimientos relativos. Estos desplazamientos representan el mecanismo desencadenante de los sismos denominados tectónicos. Es decir que el movimiento de la falla produce el terremoto y no viceversa.

La zona en el interior de la corteza donde se originan las ondas sísmicas se denomina hipocentro. Estas ondas se propagan hasta alcanzar la superficie provocando el movimiento oscilatorio irregular del suelo que es típico de este fenómeno. El punto teórico sobre la superficie, determinado por un radio terrestre que pasa por el hipocentro, se denomina epicentro. La idealización del hipocentro como un foco de ondas es sólo un aproximación. En realidad el desplazamiento relativos de la falla se produce en a lo largo de una zona que puede ser muy extensa. Por ejemplo la falla de San Andrés, en Estados Unidos, origina terremotos a lo largo de una línea de más de 400 km. En el terremoto de Alaska de 1964 el desplazamiento de la falla ocurrió a lo largo de aproximadamente 600 km.

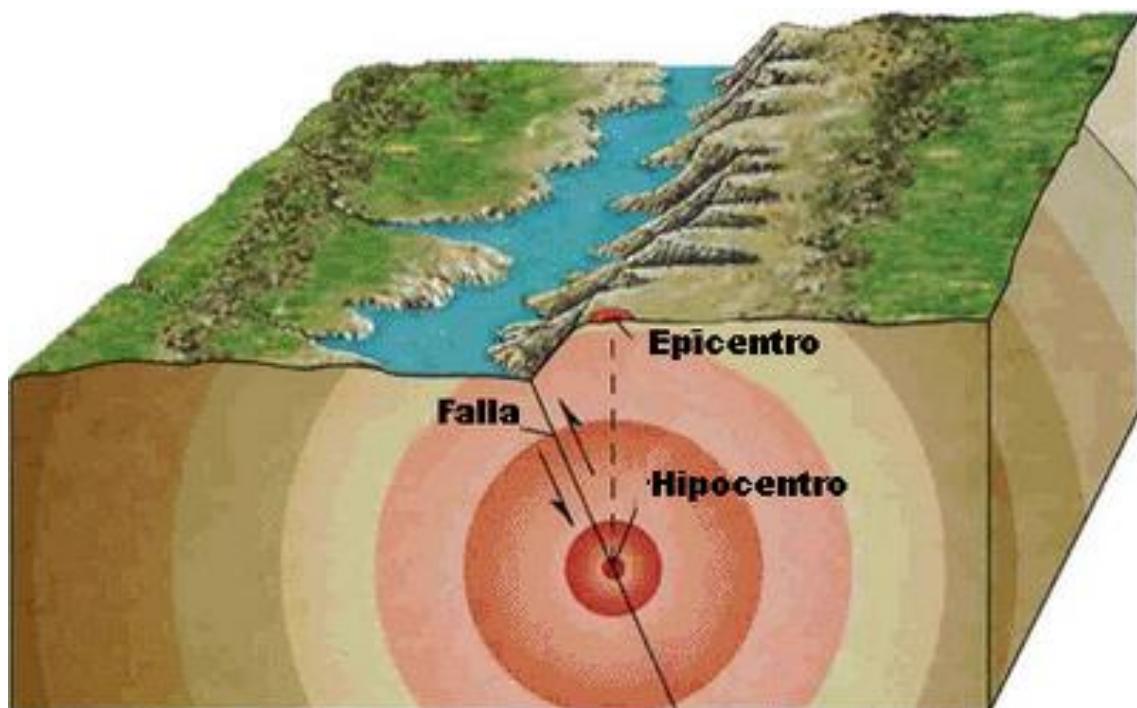


Figura 5: a) Hipocentro y epicentro



Figura 5: b) Pangea

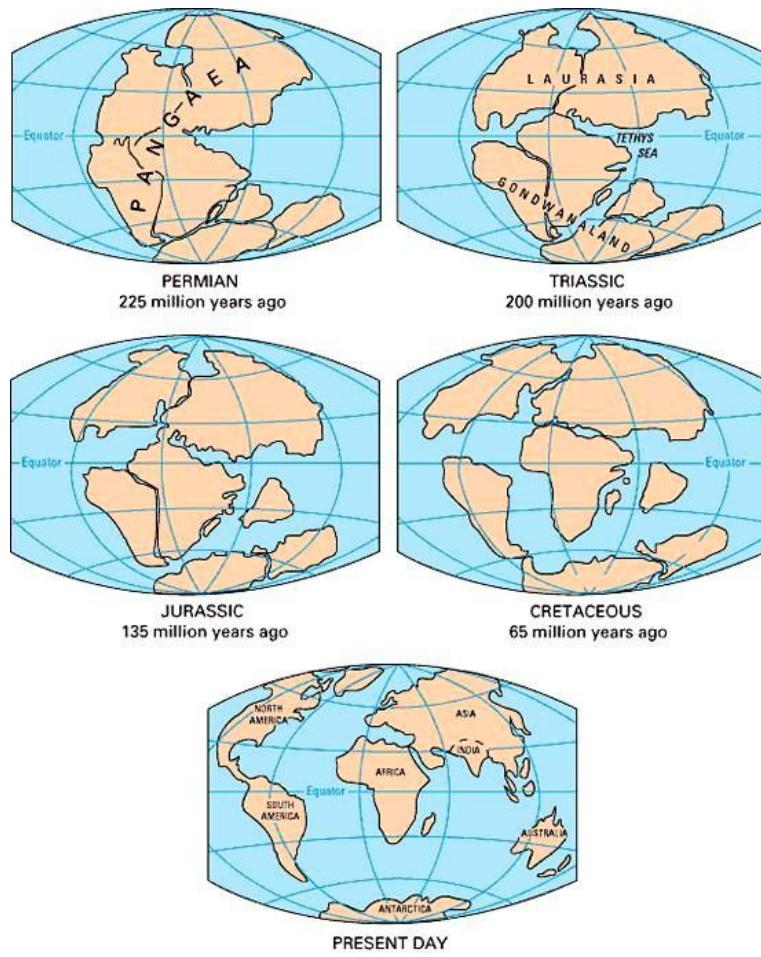


Figura 5: c) Deriva continental

El continente Pangea tal como se supone que era hace 200 millones de años (parte superior), luego de su lento movimiento de deriva comienzan a separarse para adoptar la configuración indicada en el plano central hace 135 millones de años al final de Jurásico. Finalmente, hace 65 millones de años, al final del Cretácico, los continentes tenían una disposición similar a la actual (parte inferior).

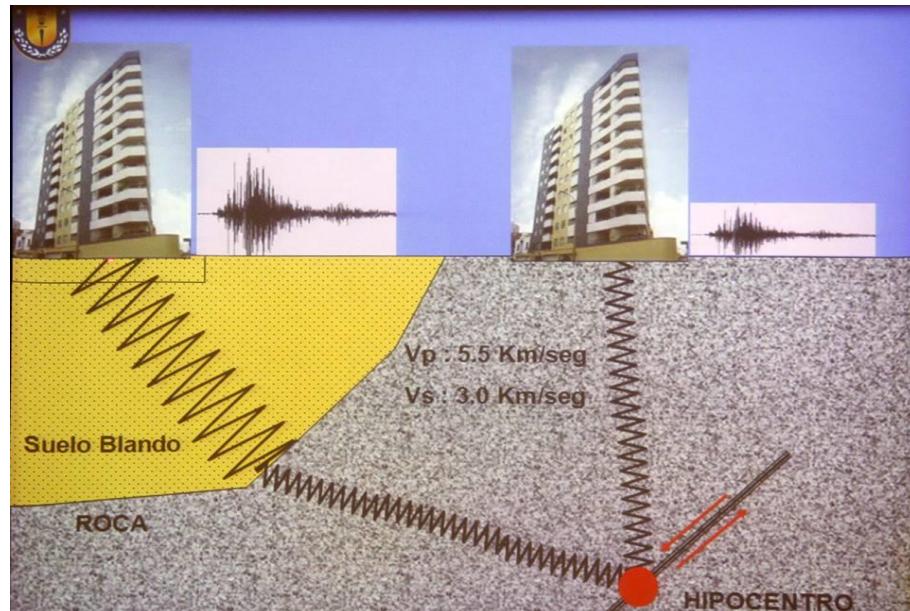


Figura 5: d) Efecto de sitio

La figura 5.d muestra el denominado efecto de sitio. Si bien la zona donde se produce la liberación de energía (hipocentro) es única, debido a las características de los suelos, las ondas sísmicas pueden amplificarse antes de llegar a la superficie. Por ejemplo, un suelo blando amplifica las óndas sísmicas haciendo que el movimiento que siente el edificio sea mayor al que sentiría si estuviese sobre un suelo duro.

4.1-Tipos de terremotos

La mayoría de los terremotos se producen debido a desplazamientos internos de la corteza (sismos tectónicos), pero también pueden originarse debido a la actividad volcánica que produce movimientos violentos de lava y roca, y por el derrumbe natural de cavernas subterráneas. Además la actividad humana puede originar terremotos a través de explosiones accidentales o provocadas (pruebas nucleares) o bien por la alteración significativa de las condiciones en amplias zonas (por ejemplo debido a la construcción de presas). Por lo tanto, los terremotos puede clasificarse, teniendo en cuenta su origen, en tectónicos, volcánicos, por derrumbamientos o artificiales. Existen casos particulares de sismos, generalmente leves, que pueden originarse por otras causas, como ser el impacto de

un meteorito (Siberia, 1908), grandes deslizamientos de tierras (deslizamiento del monte Pamir, 1911) o colapso de una presa.

De acuerdo a la profundidad del foco o epicentro los terremotos pueden clasificarse en cuatro tipos: (1) superficiales, con profundidades menores de 20 km, (2) someros, entre 20 y 70 km, (3) intermedios, entre 70 y 300 km, y (4) profundos, con profundidades mayores de 300 km. Esta clasificación es sólo indicativa, pudiendo variar entre distintas zonas sísmicas. Los terremotos superficiales son los que producen mayor daño y destrucción, representando el 75% del total de la energía sísmica liberada anualmente.

Otro criterio para clasificar los terremotos es en base al lugar, relativo a las placas tectónicas, en el que se producen. Los sismos interplaca son aquellos generados en los bordes o límites de las placas litosféricas, mientras que los sismos intraplaca son los que se producen en fallas geológicas locales alejadas de los bordes de las placas.

4.2-La teoría del rebote elástico

Después del gran terremoto que afectó San Francisco en 1906 mediciones de campo y relevamientos topográficos de precisión mostraron que las rocas localizadas al oeste de la falla de San Andrés se habían movido considerablemente hacia el noroeste. En base a los datos medidos, Reid propuso la teoría del rebote elástico, que puede resumirse en tres puntos

1. Cuando un terremoto ocurre a lo largo de una falla, las tensiones concentradas a lo largo de un cierto periodo de tiempo son eliminadas resultando en un estado no deformado de las rocas circundantes.
2. A lo largo del tiempo, la corteza terrestre acumula deformaciones debido a distorsiones y movimientos de las rocas.
3. En cierto tiempo y en ciertos puntos de la falla, las tensiones acumuladas exceden la resistencia friccional entre los bloques rocosos produciendo un deslizamiento relativo en forma abrupta (rebote elástico). De esta forma la energía de deformación acumulada en la falla se libera a través de ondas sísmicas que se propagan por los distintos estratos que conforman la Tierra, alcanzando la superficie terrestre.

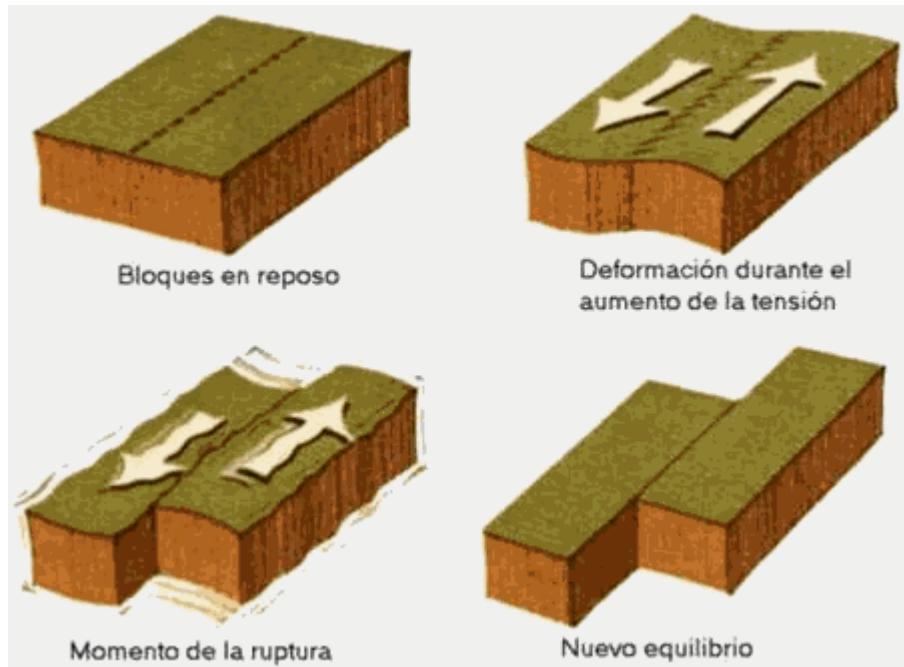


Figura 6: Teoría del rebote elástico

Se considera que la parte superior de la corteza (litosfera), con un espesor de 15 a 20 km, esta formada por rocas rígidas de gran dureza y resistencia que pueden deformarse elásticamente y acumular energía de deformación. A mayor profundidad (aproximadamente hasta 80 km), las rocas muestran un comportamiento dúctil con deformaciones plásticas. El desplazamiento de la parte profunda de la corteza origina deformaciones elásticas en la parte superior rígida, que pueden determinarse mediante mediciones geodésicas.

La teoría del rebote elástico es un modelo simplificado que explica satisfactoriamente la ocurrencia de sismos de foco superficial. Sin embargo, esta teoría no se puede aplicar a sismos profundos originados en las zonas de subducción. Es importante destacar, además, que existen algunas fallas donde la roca no rebota súbitamente como indica el modelo descrito, sino que se deforma según un proceso continuo y uniforme llamado flujo plástico o deslizamiento asísmico (porque no produce terremotos). El origen de este fenómeno no es del todo conocido pero se estima que puede ser debido a la presencia de rocas alteradas o suaves que se comportan como lubricante (serpentinita o talco).

Las deformaciones y desplazamientos de la corteza terrestre pueden medirse actualmente con precisión usando distintos instrumentos. El geodímetro, por ejemplo, mide el tiempo requerido por un haz de luz láser en ir y volver desde el instrumento hasta un retroreflector. Se puede determinar la distancia entre los dos puntos en base a la velocidad de la luz. Como este último parámetro depende de las condiciones atmosféricas, es necesario realizar correcciones teniendo en cuenta los valores de temperatura, presión y humedad a lo largo de la línea de medición. Otros instrumentos, como el sismógrafo de deformaciones inventando en el 1930, permite medir deformaciones locales de la corteza en base a los cambios de presión experimentados por un fluido contenido en un recipiente especial.

5-TIPOS DE FALLAS

Se denomina falla geológica al plano de fractura de la roca de la corteza terrestre, a través del cual se han producido desplazamientos relativos. Durante un sismo, un bloque de la corteza terrestre se mueve con respecto al bloque adyacente. El movimiento relativo de los bloques puede ser vertical, horizontal o combinado y se denomina rechazo de la falla. Cuando la falla intercepta la superficie terrestre se manifiesta en forma más o menos aparente, formando la traza de la falla. Sin embargo, los vestigios superficiales de la falla tiende a desaparecer por acción de la erosión, presencia de vegetación o actividad humana.

Los distintos tipos de falla pueden clasificarse en cuatro grupos principales, según sea el tipo de movimiento relativo:

Falla transcurrente (o de rumbo): el movimiento se produce fundamentalmente en la dirección horizontal dado que los dos bloques se desplazan lateralmente con sentidos opuestos.

Falla normal: se produce cuando el plano de falla es oblicuo respecto al horizonte y los bloques adyacentes están sometidos tensión. En este caso el movimiento es predominante en la dirección vertical, y las fuerzas inducidas en la roca son perpendiculares a la falla.

Falla inversa: se produce cuando el plano de falla es oblicuo respecto al horizonte y los bloques adyacentes están sometidos compresión.

Falla vertical: es un tipo particular de falla normal o inversa en la cual el plano de falla y el movimiento relativo entre los bloques es predominantemente vertical.

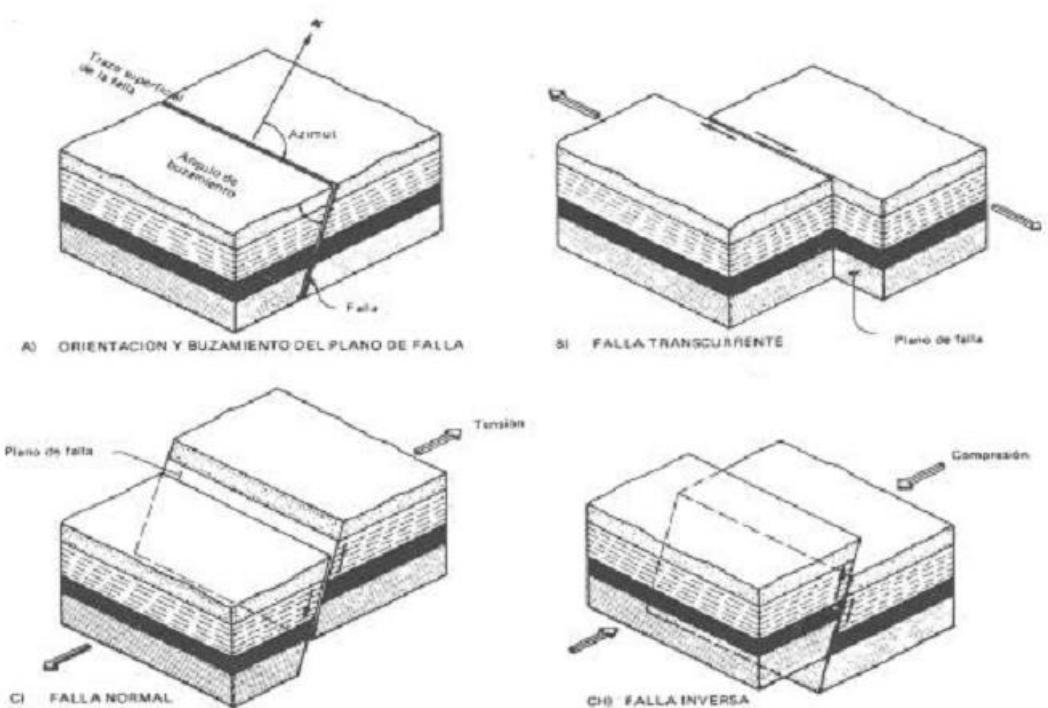
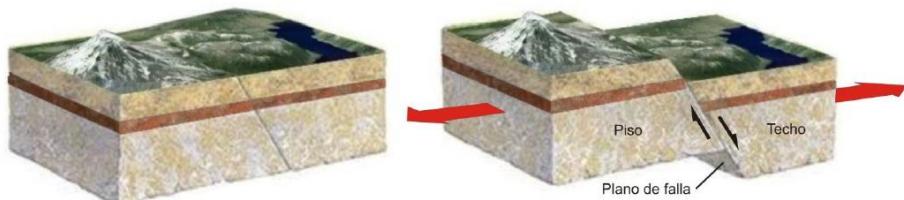
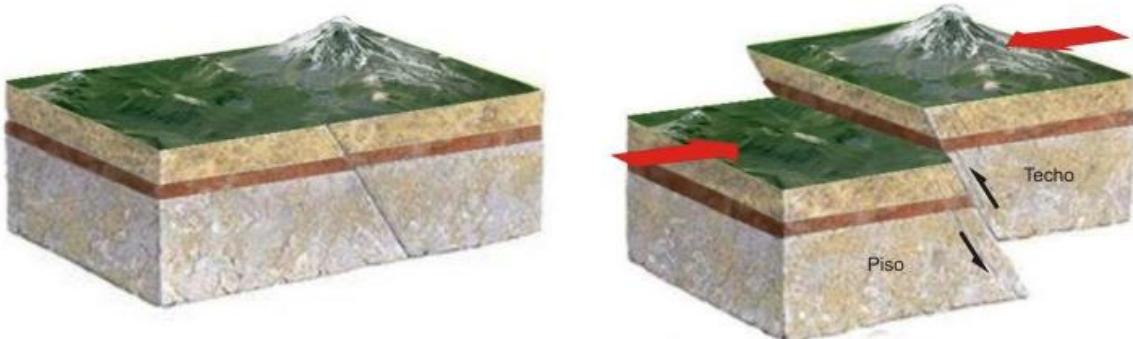


Figura 6a: Tipos de fallas geológicas

Falla Normal



Falla inversa





Falla Transcurrente

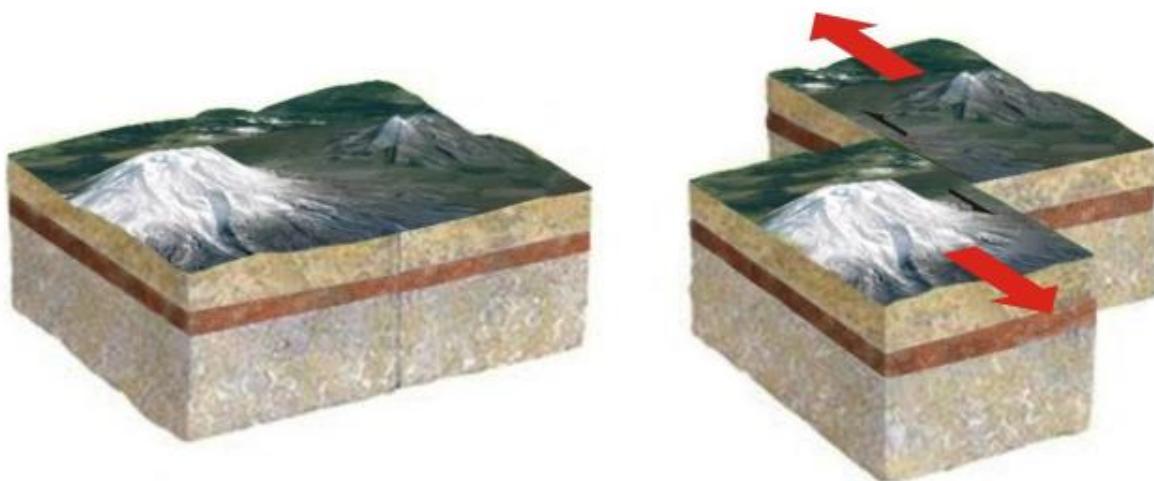
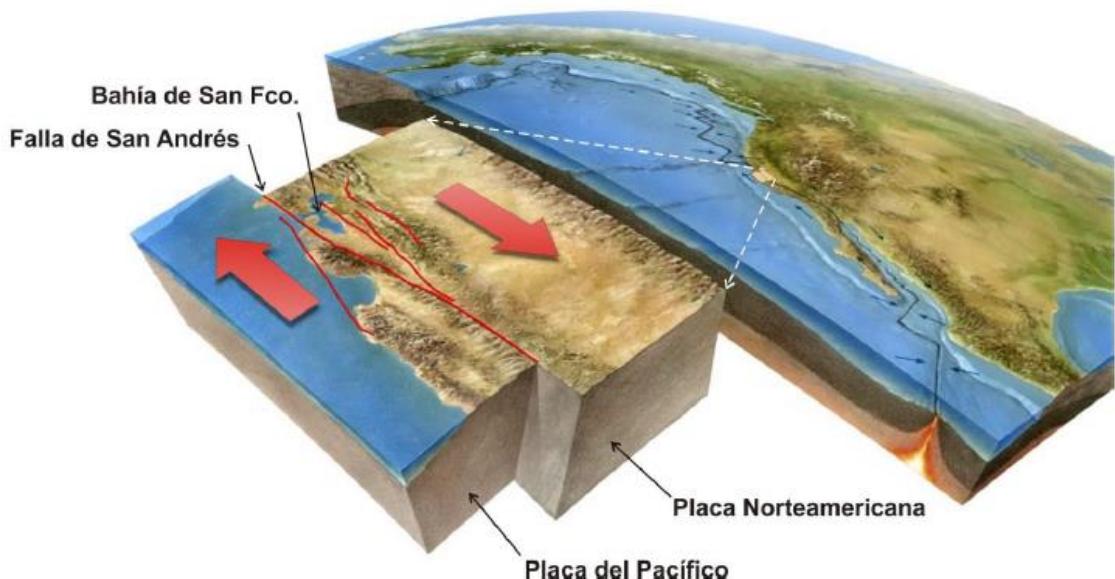


Figura 6b: Tipos de fallas geológicas y representación superficial



Falla de San Andres.





En muchos casos, el desplazamiento de la falla es compuesto, esto es con componentes en la dirección vertical y horizontal. Por lo tanto el tipo de falla se considera como una combinación de los dos de los grupos descriptos anteriormente.

Las fallas también pueden clasificarse en activas o inactivas dependiendo si existen evidencias o no de su movimiento en tiempos geológicos recientes. Sin embargo no hay común acuerdo para definir "reciente". En forma genérica, puede decirse que fallas activas son aquellas que han experimentado desplazamiento en tiempos recientes, esto es en los últimos miles de años.

6-ONDAS SÍSMICAS

Cuando las rocas de la corteza terrestre se fracturan, o se desplazan en forma brusca, por acción de las fuerzas tectónicas se libera una gran cantidad de energía en forma repentina. Esta energía es disipada principalmente en forma de calor, mientras que otra parte se irradia como ondas sísmicas. Las ondas sísmicas se propagan desde el foco o epicentro (zona donde se inició la ruptura) en todas las direcciones y hacen vibrar la superficie de la Tierra, siendo percibida por las personas como temblores (movimientos de baja o mediana intensidad) o terremotos (movimientos fuertes que originan daños). Se denomina epicentro a la proyección vertical del foco sobre la superficie terrestre.

De acuerdo al medio en el que se propagan las ondas sísmicas pueden dividirse en ondas internas o de cuerpo y ondas superficiales. Las ondas de cuerpo se propagan a través del interior de la Tierra y pueden subdividirse en:

Ondas primarias u ondas P: que hacen vibrar una partícula en el sentido de propagación de la onda, originando compresiones y dilataciones del medio en el cual se transmiten. El movimiento de estas ondas es similar al del sonido y por ello también se las denomina ondas de compresión. Cuando las ondas P alcanza la superficie, parte de la misma se transmite a la atmósfera como ondas sonoras, las que pueden ser percibidas por animales o personas

Ondas secundarias u ondas S: que hacen vibrar una partícula horizontalmente en sentido perpendicular a la dirección de propagación, produciendo esfuerzos de corte en el medio en el que se transmiten. Dada sus características, este tipo de onda no puede propagarse en medios líquidos (como los océanos o el núcleo externo de la Tierra).

Las ondas P se propagan con velocidades mayores que las ondas S originadas por el mismo sismo. Las velocidades de propagación dependen fundamentalmente de las características del medio (densidad, módulo de incompresibilidad y módulo de rigidez). Como ejemplo, se indican las velocidades típicas de las ondas P, V_p, y de las ondas S, V_s, en dos medios diferentes:

$$\text{Granito: } V_p = 5.5 \text{ km/s} \quad V_s = 1.5 \text{ km/s}$$

$$\text{Aqua: } V_p = 1.5 \text{ km/s} \quad V_s = 0 \text{ km/s}$$

La diferencia de velocidad de propagación es de fundamental importancia para ubicar el epicentro de un sismo. Para ello, los sismólogos usan registros del desplazamiento del terreno en función del tiempo (sismogramas) y midiendo la diferencia de tiempo entre la llegadas de las ondas P y S pueden determinar la distancia desde la estación de registro a la que se produjo el sismo (pero no la dirección). Combinando los resultados de por lo menos tres estaciones se puede ubicar mediante un proceso similar a una triangulación la ubicación del epicentro.

El segundo grupo de ondas se denomina ondas de superficie porque se propagan solamente en la superficie terrestre, esto es en una zona de la corteza que puede alcanzar hasta 30 km de profundidad. Las ondas superficiales son las responsables principales del daño

ocasionado por los terremotos sobre las construcciones. Pueden distinguirse dos tipos de ondas S, de acuerdo al movimiento que originan:

- a. **Ondas Love:** cuyo movimiento es similar al de las ondas S, haciendo que el terreno se desplace en sentido perpendicular a la dirección de propagación sin movimiento vertical.
- b. **Ondas Rayleigh:** cuyo movimiento es similar al de las ondas en la superficie del agua, esto es desplazando una partícula sobre un plano que apunta en dirección de la trayectoria de las ondas con un movimiento elíptico horizontal y vertical simultáneamente.

Las ondas se propagan en el interior de la Tierra y en su superficie de acuerdo a las leyes generales de la física de ondas, de modo que al encontrar discontinuidades en su recorrido se reflejan y refractan como las ondas luminosas o sonoras. En un punto cualquiera sobre la superficie, el movimiento originado por un terremoto resulta de la compleja superposición de ondas de distinto tipo (de cuerpo o superficiales) y de distinto origen, dado que algunas provienen directamente del foco y otras son el resultado de ondas que se reflejan o refractan en las interfaces o discontinuidades existentes en la Tierra.

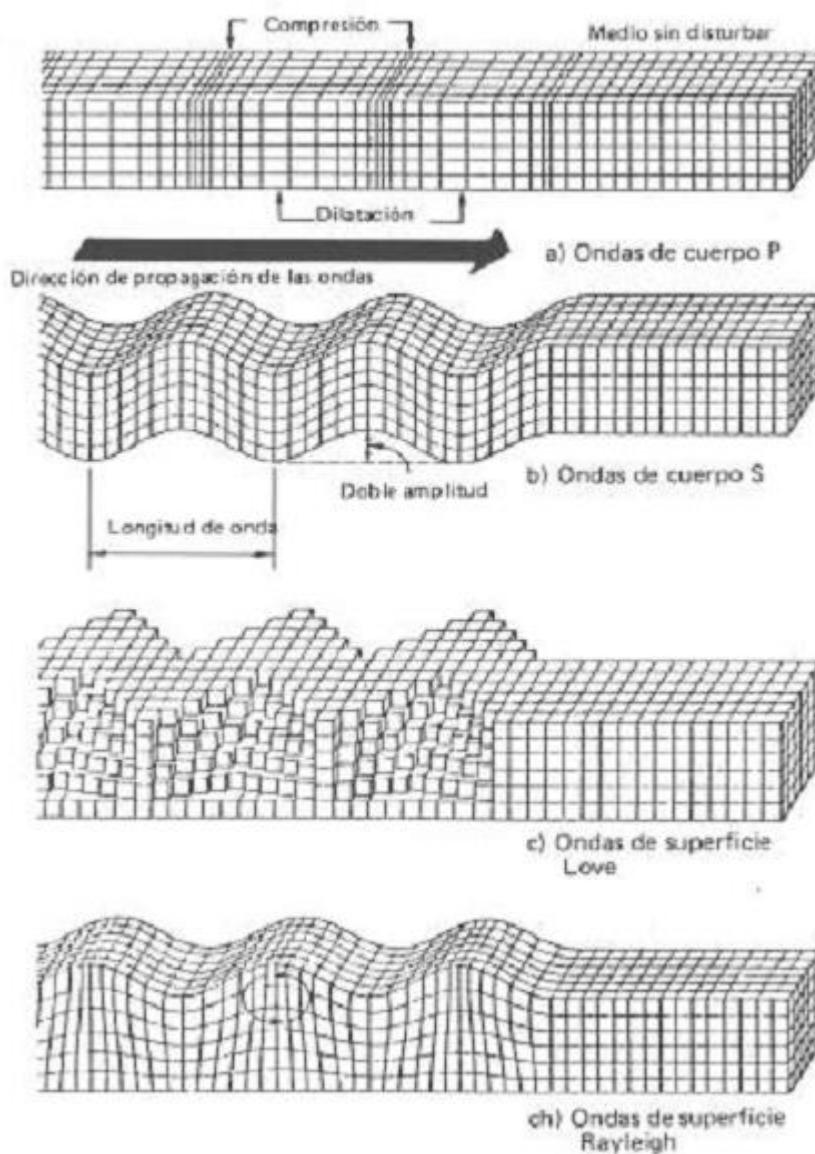


Figura 7a: Distintos tipos de ondas sísmicas

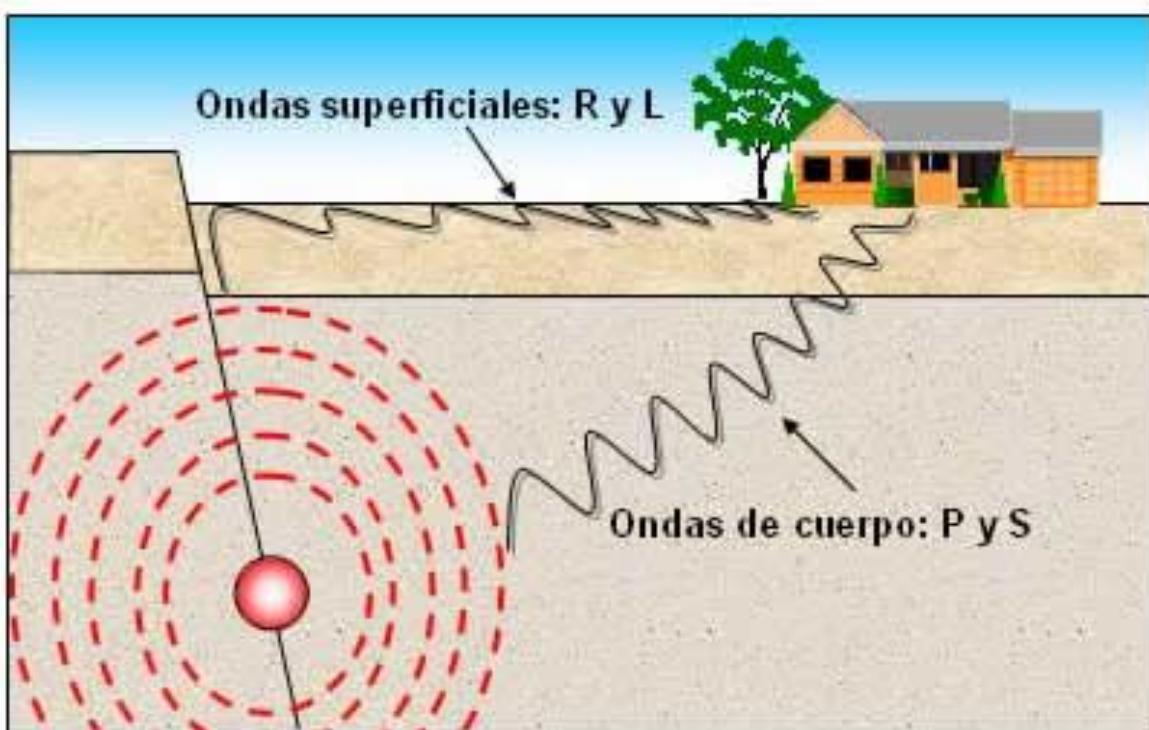


Figura 7b: Propagación de ondas

7-MEDICIÓN Y CUANTIFICACIÓN DE TERREMOTOS

7.1-Instrumentos de medición

Desde la antigüedad el hombre trató de detectar los terremotos y medir de alguna forma sus efectos. Un ejemplo típico de estos intentos es el sismoscopio ideado por los chinos en el año 126 que consistía en un cuerpo esférico con ocho cabezas de dragón fijadas a igual altura. En cada cabeza se colocaba una bola metálica, que ante la ocurrencia de un terremoto, caía sobre un recipiente ubicado debajo de la cabeza, marcando así en forma aproximada la dirección del sismo. Otros aparatos similares se construyeron usando un recipiente con líquido (agua o mercurio, por ejemplo); este líquido al derramarse indicaba la dirección y la intensidad del terremoto. En Italia, se ideó en el siglo XVIII un sismoscopio basado en un péndulo de gran masa colgado de un hilo largo, que tenía en su extremo inferior una aguja que marcaba sobre una capa de arena la dirección y amplitud del movimiento producido por el sismo. Posteriormente, este instrumento fue perfeccionado con el uso de una banda de papel u otro mecanismo similar que permitía un registro más preciso del movimiento. Este tipo de instrumentos, con ciertas mejoras, se continua usando en la actualidad, sin embargo no presenta la precisión de los instrumentos modernos y no

permite registrar la “historia del movimiento” (esto es la variación de la aceleración o desplazamiento del terreno en función del tiempo).

Con el progreso de la tecnología se desarrollaron instrumentos más sensibles, denominados en general sismógrafos, capaces de registrar en forma continua y en relación con el tiempo los movimientos del terreno cuando ocurre un sismo. Un sismógrafo consta básicamente de tres partes:

- a. El sismómetro que responde al movimiento del suelo, en la dirección vertical o horizontal, y lo convierte en una señal, formado básicamente por un péndulo que oscila ante la ocurrencia del sismo. El movimiento del péndulo es normalmente transformado en una señal eléctrica. Esta parte del instrumento cuenta con dispositivos de amortiguamiento para evitar la vibración libre del péndulo, además de filtros para eliminar las vibraciones o ruidos de fondo.
- b. Un sistema de amplificación que permite aumentar la precisión del registro del movimiento
- c. Un sistema de registro de la señal amplificada para graficar la variación del movimiento a lo largo del tiempo.

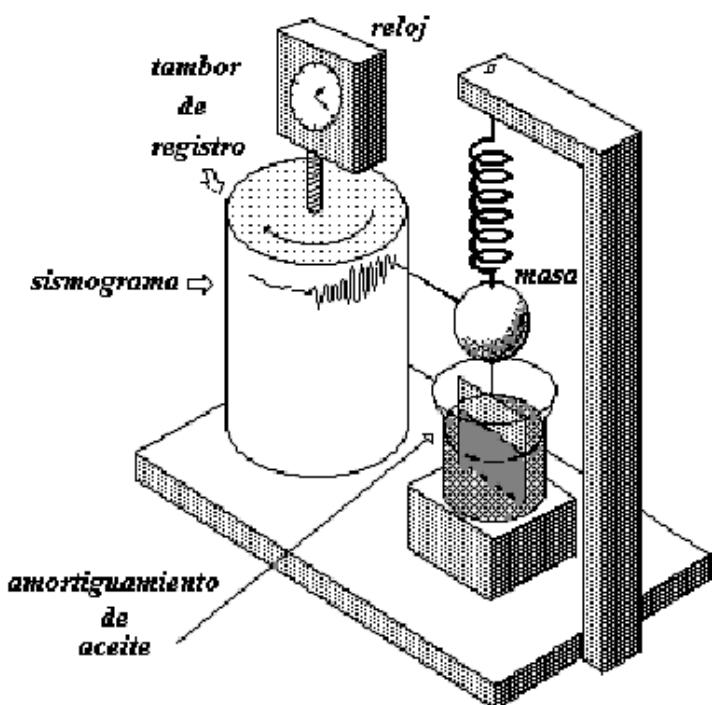


Figura 8: Esquema indicativos de los componentes de un sismógrafo

Los instrumentos más modernos, muy compactos y precisos, se basan en componentes electrónicos y tecnología digital, por lo cual el tiempo de procesamiento de los datos es menor.

Las estaciones sismológicas incluyen usualmente tres sismógrafos que permiten registrar las componentes del movimiento en dos direcciones horizontales perpendiculares y en la dirección vertical. Además se dispone distintos tipos de instrumentos para registrar, por ejemplo, ondas largas de sismo lejanos (frecuencias bajas) y otro para ondas de sismos próximos o medianos (frecuencias altas). Estos últimos instrumentos, llamados sismógrafos de movimiento fuerte o acelerógrafos, son más robustos y menos sensibles para registras las sacudidas de violentas

originadas por sismos cercanos. El registro proporcionado por el instrumento (acelerograma) indica la variación de la aceleración a lo largo del tiempo y proporciona información de gran utilidad para los ingenieros estructurales. Los sismógrafos generalmente operan en forma continua durante las 24 horas del día, mientras que los acelerógrafos tienen un dispositivo que inicia el registro en forma automática cuando la aceleración excede un límite prefijado (comúnmente 0.01 g).

Organismos de investigación de numerosos países operan y mantienen redes sismológicas de orden local, nacional o mundial, que permiten registrar información de gran utilidad. Los registros obtenidos por las distintas estaciones son enviados, normalmente por radio o vía satélite, a una estación central donde son procesados y analizados.

Los registros de aceleración, que luego serán usados en tareas de investigación y análisis estructural, deben ser previamente filtrados para eliminar ruidos de fondo y escalados para determinar los valores reales de aceleración (para ello se usa un factor de escala que depende de las características del acelerógrafo que tomó el registro). Además, se realiza una corrección del acelerograma usando distintas metodologías con objeto de determinar la linea de "aceleración cero", debido a que el instrumento se activa recién cuando la aceleración excede cierto valor límite.

7.2-Escalas de intensidad

Los primeros intentos para cuantificar el efecto de los terremotos se basaron en la definición de escalas de intensidad basadas en la observación personal de la severidad del movimiento. El fundamento de estas escalas se basa en el hecho de que los daños producido y la reacción humana sirven de base para la categorización de los terremotos.

Es importante destacar que esta clasificación no se basa en una medición instrumental y por lo tanto está afectada de cierto grado de subjetividad.

Un gran número de escalas de intensidad han sido propuesta por investigadores y sismólogos de distintos países. Una de las más aceptada a nivel internacional fue la ideada conjuntamente por Rossi (Italia) y Forel (Suiza) en 1883, la cual considera diez grados de

intensidad. Para mejorar ciertas desventajas de esta escala que no consideraba edificios altos o era demasiado subjetiva, Mercalli introdujo en 1902 varias modificaciones. Luego, Cancani expandió la escala en 1923 para considerar 12 niveles de intensidad y en 1931 los sismólogos norteamericanos Wood y Newmann introdujeron significativos cambios que resultaron en la conocida escala Mercalli Modificada (MM). Se presenta a continuación dicha escala de intensidad, en la versión escrita por Ritcher en 1956. Como ejemplo de otras escalas de intensidad puede mencionarse la escala MSK desarrollada en Rusia y la escala japonesa JMA de 8 grados.

Los sismos con rango de intensidad MM I a VI no son relevantes, mientras que la mayoría del daño y pérdida de vidas es ocasionado por terremotos con intensidad grado VII a IX.

Las escalas de intensidad son afectadas de las sensaciones del personal observador y dependen de los materiales y técnicas constructivas que varían de una zona a otra, por lo que encierra un alto grado de incertidumbre. A pesar de estos problemas, representan una indicación aproximada de la fuerza del sismo y permiten evaluar la importancia de sismos históricos ocurridos antes de 1900, cuando la sismología instrumental no estaba desarrollada. Además, el uso de escalas de intensidad permite la realización de mapas de isosistas, que son las líneas que unen puntos de la superficie con igual intensidad. Las isosistas, por lo tanto, indican la forma de irradiación de la energía sísmica. Las máximas intensidades se registran en la zona epicentral, atenuándose con la distancia. La forma de estas líneas normalmente depende de la orientación de la falla, longitud de la zona de ruptura, tipo de terrenos, formaciones geológicas, etc.

Escala de intensidad Mercalli Modificada (versión 1956)

Intensidad	Descripción
I	No es sentido por las personas. Registrados por instrumentos sismográficos
II	Sentido sólo por personas en reposo, especialmente en los pisos superiores. Objetos suspendidos pueden oscilar.
III	Sentido en el interior de las edificaciones. Objetos suspendidos oscilan. Vibración similar a la producida por camiones livianos. Puede ser no reconocido como un sismo.
IV	Objetos suspendidos oscilan visiblemente. Vibración similar a la producida por camiones pesados. Vehículos estacionados se bambolean. Vidrios y cristalería suenan. Puertas y paredes crujen.
V	Sentido en el exterior de los edificios. Se puede estimar la dirección de las ondas. Personas dormidas se despiertan. El contenido de tanques y recipientes es perturbado y se puede derramar. Objetos inestables son desplazados. Las puertas giran y se mueven. Los relojes de péndulo se paran.
VI	Sentido por todos. Muchos sufren pánico y corren al exterior. Dificultad para caminar. Vidrios y vajilla se rompen. Libros y objetos en las estanterías son despedidos. Los muebles son volcados o desplazados. El revoque de mortero de baja calidad y mampostería tipo D se quiebra. Campanas pequeñas tañen.
VII	Dificultad para mantenerse parado. Percibido por conductores en vehículos en marcha. Muebles se rompen. Daño y colapso de mampostería D. Algunas grietas en mampostería C. Las chimeneas se fracturan a nivel de techo. Se caen tejas, cornisas y parapetos sin anclaje. Campanas grandes tañen. Ondas en embalses y depósitos de agua.
VIII	La conducción de vehículos se dificulta. Daños y colapso parcial de mampostería C. Algun daño en mampostería B. Ningún daño en mampostería A. Caídas de chimeneas de fábricas, monumentos y tanques elevados. Algunas ramas de árboles se quiebran. Cambio en el flujo o temperatura de los pozos de agua. Grietas en terrenos húmedos y taludes inclinados.
IX	Pánico general. Construcciones de mampostería D totalmente destruidas. Daño severo y colapso parcial de mampostería C. Daños de consideración en mampostería B. Daño a fundaciones. Daños y colapso de estructuras aporticadas. Daños de embalses y depósitos de agua. Daño de tuberías enterradas. Grietas visibles en el terreno.
X	La mayoría de las construcciones de mampostería y aporticadas son destruidas. Algunas construcciones de madera de buena calidad son dañadas. Daño severo a represas, diques y terraplenes. Grandes deslizamientos de tierras. El agua se rebalsa en los ríos y lagos. Rieles de ferrocarril deformados ligeramente.
XI	Rieles del ferrocarril deformados severamente. Ruptura de tuberías enterradas que quedan fuera de servicios.
XII	Destrucción total. Grandes masas de rocas desplazadas. Las líneas de visión óptica distorsionadas. Objetos lanzados al aire.

Definición de los tipos de mampostería:

Tipo A: Buena calidad de ejecución, mortero y diseño. Reforzada y confinada empleando varillas de acero. Diseñada para resistir cargas laterales de sismo.

Tipo B: Buena calidad de ejecución. Reforzada pero no diseñada para resistir cargas laterales de sismo.

Tipo C: Calidad de ejecución media. Sin refuerzo y no diseñada para resistir cargas laterales de sismo.

Tipo D: Materiales de baja resistencia, tal como adobe. Baja calidad de ejecución. Débil para resistir cargas laterales de sismo.

7.3-Escalas de Magnitud

La magnitud es una medida cuantitativa e instrumental del tamaño o importancia de un evento sísmico, estando relacionada con la energía liberada durante el proceso de ruptura de la falla. A diferencia de la intensidad, la magnitud es independiente del sitio de observación y de factores subjetivos. La escala de magnitud original fue desarrollada por Charles Ritcher en 1935 en base a su trabajo de investigación en el Instituto Tecnológico de California. La magnitud Ritcher se define como:

$$M = \log A - \log A_0 \quad (1)$$

donde A es la máxima amplitud (expresada en mm) registrada por un sismógrafo Wood-Anderson ubicado a 100 km del epicentro y A_0 es la máxima amplitud de un sismo de referencia ($A_0 = 0.001$).

La escala de magnitud ideada por Ritcher representó un paso fundamental en la medición instrumental de los terremotos. Sin embargo, esta escala presenta ciertos inconvenientes debido a que tienen que usarse solamente sismógrafos del tipo Wood-Anderson y la escala es válida para sismos superficiales producidos a no más de 600 km de la estación sismológica (por esta razón la magnitud de Ritcher también se denomina magnitud local, M_L). Debido a estos inconvenientes, Ritcher y Gutemberg desarrollaron posteriormente otras dos escalas de magnitud, conceptualmente similares a la anterior, que están asociadas a las amplitudes del trazo producido por ondas de cuerpo y de superficie, incorporando además factores de corrección para tener en cuenta distintos tipos de instrumentos. La magnitud de ondas de cuerpo, m_b es más adecuada para medir sismos profundos (debido a que las ondas de cuerpo son predominantes), mientras que la magnitud de ondas superficiales, M_s , es usada para medir sismos superficiales con distancias epicentrales mayores de 1000 km. Ambas escalas coinciden para un valor de 6.75, siendo m_b más grande que M_s para valores mayores. Se han propuesto ecuaciones empíricas para relacionar m_b y M_s , por ejemplo:

$$m_b = 2.5 + 0.63 M_s \quad (2)$$

Como se mencionó anteriormente, las escalas de magnitud están asociadas a la energía liberada durante el terremoto. Al producirse la fractura de la falla, la energía de deformación acumulada en la roca se disipa en forma de calor o es irradiada como ondas sísmicas. Ritcher y Gutemberg propusieron que la energía irradiada, E_s se puede correlacionar con la magnitud de ondas superficiales de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\log E_s = 11.8 + 1.5 M_s \quad (3)$$

En estas ecuaciones empíricas la energía está dada en ergios (ergio = dinas-cm = g cm² / s²). La ecuación anterior indica que por cada incremento de magnitud M_s de una unidad la energía liberada aumenta aproximadamente 32 veces. Por ejemplo un terremoto de magnitud $M_s = 6$ produce una energía de 6.3×10^{20} ergios (la explosión nuclear en el atolón liberó una energía equivalente a 0.1×10^{20} ergios). Para visualizar mejor los valores de energía es conveniente quizás utilizar otras unidades más comunes. Una ciudad de 100

000 habitantes consume aproximadamente 290 000 00 kWh de energía eléctrica que es equivalente a un terremoto de magnitud $M_s = 6.8$.

Las escalas de magnitud definidas a partir de la amplitud del trazo de un determinado tipo de ondas presenta el inconveniente de que se saturan cuando la magnitud excede un determinado valor (por ejemplo la escala M_s se satura para valores mayores de 7.5). Esto ocurre cuando la longitud de ruptura en la falla es mayor que la longitud de las ondas empleadas para medir la magnitud (normalmente entre 5 y 50 km), haciendo que los valores obtenidos no sean representativos de la real magnitud del terremoto. Por ello Kanamori introdujo en 1977 una nueva escala basada en el concepto de momento sísmico, que es un parámetro definido por:

$$M_o = G d A \quad (4)$$

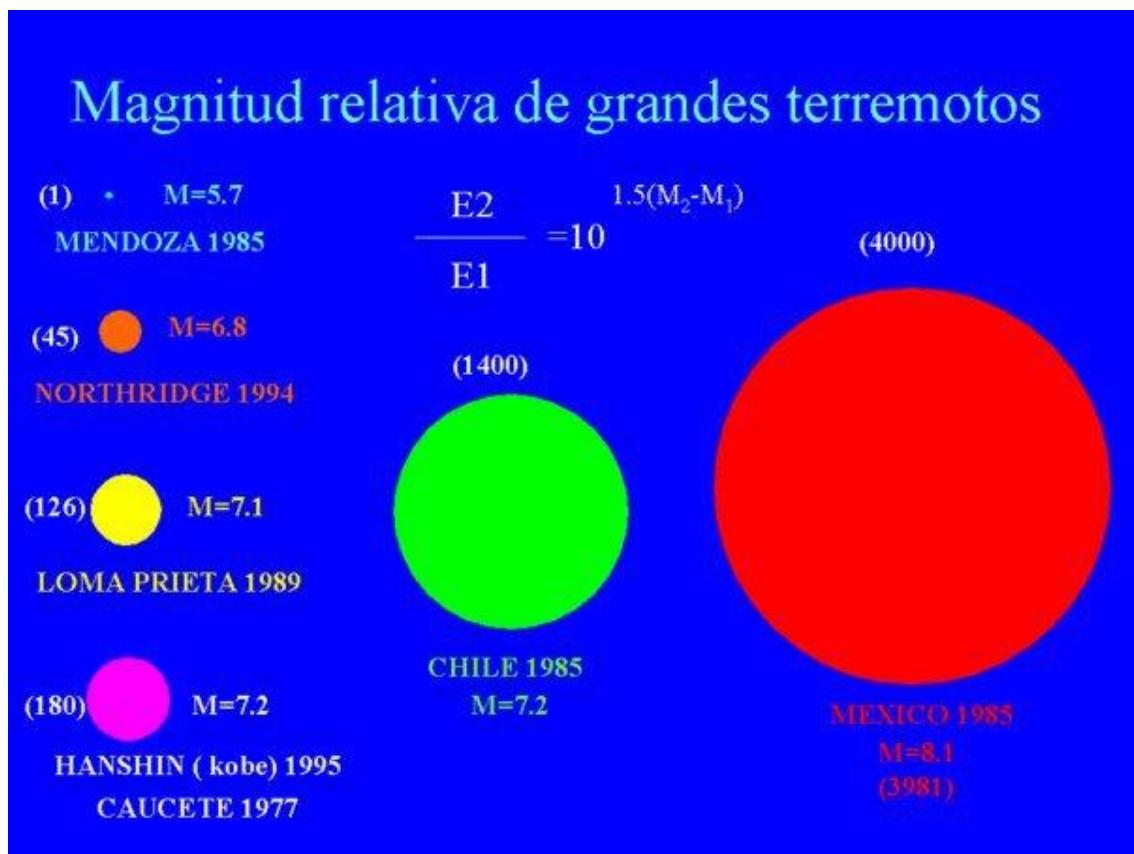
donde M_o es el momento sísmico en dinas-cm, G es el módulo de corte de la roca (valor promedio 3×10^{11} dinas/cm²), d es el desplazamiento de la falla en cm y A es el área de la falla que sufrió ruptura. La ecuación para evaluar M_o puede derivarse en base al cálculo del momento que producen las tensiones de corte alrededor de la superficie de falla. Si bien el momento sísmico es mas difícil de medir que la magnitud, es un parámetro adecuado para cuantificar los sismos. Además, momento sísmico esta relacionado directamente con la energía liberada a través de la siguiente ecuación:

$$E_s = M_o / 2 \times 10^{14} \quad (5)$$

por lo cual es conveniente usar este parámetro para definir una escala de magnitud momento. Combinando las ecuaciones (3) y (5) se obtiene que la magnitud momento M_w es:

$$M_w = 2/3 \log M_o - 10.7 \quad (6)$$

De esta forma, la magnitud M_w puede considerarse como una continuación de la escala M_s para grandes terremotos, evitando los problemas de saturación mencionados anteriormente. Según esta escala el terremoto más grande de este siglo fue el ocurrido en el sur de Chile en 1960 con magnitudes $M_s = 8.3$ y $M_w = 9.5$ con una dislocación a lo largo de la zona de subducción de la placa de Nazca de aproximadamente 800 x 200 km.

**Figura 9:** magnitud relativa de terremotos

7.3-Registros de aceleración

Uno de los parámetros más importantes para el diseño sismorresistente que pueden medirse durante un terremoto es la aceleración máxima del terreno, valor que puede obtenerse de los acelerogramas. Las aceleraciones se expresan normalmente como fracción de la gravedad ($g = 9.8 \text{ m/s}^2$) o en gals (c/s^2). Otro valor importante es la velocidad máxima del terreno, asociada con la energía liberada. Sin embargo dicho valor no puede medirse directamente, por lo que los registros de velocidad y desplazamiento se obtiene por integración del registro de aceleraciones.

La interpretación adecuada de los registros de aceleración permite obtener información adicional sobre el terremoto, como contenido de frecuencias o periodo de las ondas dominantes, duración del movimiento intenso, relación entre aceleraciones verticales y horizontales. La presencia de pulso importantes, con gran amplitud y periodo largo, indican alto contenido de energía normalmente asociado a daño severo en las construcciones. Además, los registros de aceleración permiten determinar, por procedimientos analíticos (siguiendo un proceso de integración numérica), la velocidad y el desplazamiento del terreno, lo cual proporciona información adicional sobre las características del terremotos. Debe destacarse que la mayor aplicación de los registros de aceleración en la ingeniería sismorresistente es que a partir de ellos pueden derivarse los espectros de respuesta (elástica

e inelástica) y los espectros de diseño, en los cuales se basan los códigos para determinar las acciones sísmicas.

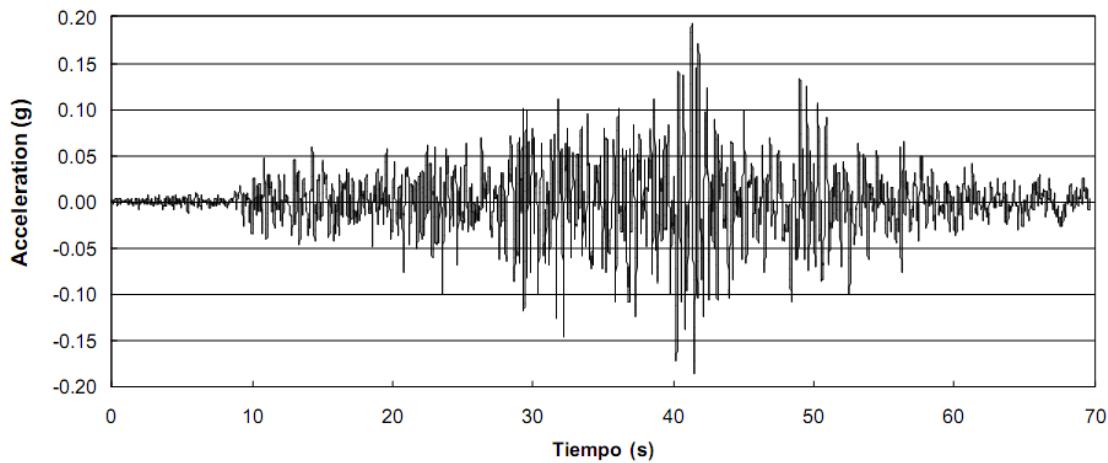


Figura 9: Registro de aceleración del terremoto de Caucete de 1977, componenete N-S.

8-DAÑOS CAUSADOS POR LOS TERREMOTOS

Los terremotos producen distintos tipos de daño tanto sobre la superficie terrestre como sobre las construcciones y obras realizadas por el hombre. Estos daños pueden clasificarse en dos grandes grupos: daño directo e indirecto.

El daño directo comprende los daños que surgen del movimiento del terreno que induce la vibración de las construcciones fundadas sobre el mismo. Esta vibración origina fuerzas inerciales sobre las masas, las cuales pueden resultar en distintos niveles de daño, que van desde fisuras leves hasta el colapso total, dependiendo de una gran cantidad de factores, tales como la magnitud del terremoto, tipología estructural, materiales de la construcción, etc. Además, se incluyen los daños producidos por desplazamientos permanentes de la falla (pudiendo variar desde unos pocos centímetros hasta varios metros), los cuales pueden afectar significativamente edificios, carreteras, ferrovías, cañerías enterradas u otras obras.

El daño indirecto comprende otro tipo de problemas que se originan como una consecuencia del terremoto y que a su vez pueden afectar las construcciones. En esta categoría se incluyen los deslizamientos de tierra, la liquefacción de suelos, el desborde de lagos (seiche), los tsunamis o maremotos y los incendios. El objetivo de la ingeniería sísmica es evitar, o al menos reducir a niveles aceptables, los daños directos e indirectos que pueden originar los terremotos.

9-PELIGROSIDAD SÍSMICA EN MENDOZA

Muchos han sido los terremotos destructivos que han sucedido afectando las provincias de San Juan y Mendoza. De acuerdo a los datos disponibles, al menos doce movimientos de suelo están entre los moderados y fuertes sucedidos entre 1782 a 1985. No han ocurrido

eventos importantes en la última década ni hay información disponible sobre la actividad anterior a 1782.

Seis departamentos constituyen el área llamada Gran Mendoza: Capital, Godoy Cruz, Guaymallén, Las Heras, Luján y Maipú. Esta área concentra hoy más del 50 % (800000) de la población total de la Provincia estimada en 1400000. El área del Gran Mendoza, asentada en la zona de mayor actividad sísmica del país, ha sido la región más afectada por los terremotos.

La tabla I presenta los doce eventos principales ocurridos desde 1782, indicando el día, la hora respecto al meridiano de Greenwich, las coordenadas del epicentro, profundidad de foco, la magnitud estimada o medida y la intensidad MMI asignada. Los epicentros para estos movimientos se indican en la Fig. 9.

Event #	Fecha	Hora (GMT)	Latitud Sur	Longitud Oeste	Prof. de Foco [Km]	Magnitud	MMI
1	22 05 1782	16:00:00	33.0	69.0	30.0	7.0	VIII
2	20 03 1861	23:36:00	32.9	68.9	30.0	7.0	IX
3	27 10 1894	19:30:00	30.5	68.4	30.0	7.5	IX
4	12 08 1903	23:00:00	32.1	69.1	70.0	6.0	VIII
5	27 07 1917	02:51.40	32.3	68.9	50.0	6.5	VII
6	17 12 1920	18:59:49	32.7	68.4	40.0	6.0	VIII
7	14 04 1927	06:23:28	32.0	69.5	110.0	7.1	VIII
8	15 01 1944	23:49:27	31.4	68.4	30.0	7.4	IX
9	11 06 1952	00:31:37	31.8	68.6	30.0	7.0	VIII
10	25 04 1967	10:36:15	32.7	69.1	45.0	5.4	VI
11	23 11 1977	09:26:25	31.0	67.7	13.0	7.4	IX
12	26 01 1985	03:07:00	33.1	68.8	12.0	5.7	VIII

Tabla I. Terremotos Destructivos que Afectaron el Área del Gran Mendoza.

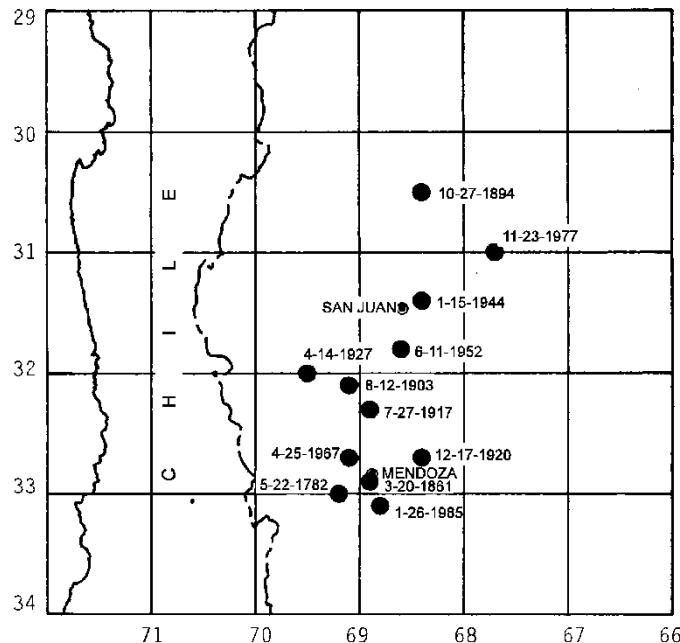


Figura 9: Epicentros de terremotos en mendoza

9.1.Daños por terremotos pasados

9.1.1 El Terremoto de Marzo de 1861.

El sismo del 20 de Marzo de 1861 fue el evento más destructivo a la fecha que soportó Mendoza, tomando en consideración el número de habitantes fallecidos y destrucción de construcciones. La Ciudad fue destruida en su mayor parte. 5000 de sus habitantes, que representaban el 50 % de la población total, murieron durante el terrible sacudimiento. El terremoto ocurrió a las 20hs:36' hora local y su epicentro se supone que fue muy cercano al centro de la Ciudad. De hecho, después de este desastre, la planificación urbana de la Ciudad tuvo un gran cambio, lo que será referido luego en este trabajo.

La Fig. 10 muestra una pintura de la Plaza Central de Mendoza antes del terremoto. Claramente a la derecha aparece la iglesia de San Francisco, construida en 1620, con paredes de ladrillo macizo, con espesores superiores al metro y medio. Al momento que el sismo ocurre, en la vecindad de la plaza existían seis grandes iglesias, cuatro de las cuales tenían muros de ladrillos y dos eran de adobe. Algunas de ellas se pueden apreciar en la pintura de Fig. 10. Las seis iglesias colapsaron. Las ruinas de la iglesia de San Francisco, que se muestran en la Fig. 11, han sido mantenidas hasta nuestros días para recordarnos que Mendoza está continuamente amenazada por terremotos, y ellas constituyen los mudos testigos de la tragedia de aquel atardecer fatal. La foto permite apreciar que el movimiento que causó la destrucción de esos muros, cuyos materiales se conservan hasta hoy en buen estado después de casi 400 años desde su construcción, debe haber sido de una gran magnitud.

Cabe mencionar que el movimiento fuerte del 14 de Abril de 1927 fue el único que causó daño similar en ambos lados de la Cordillera de Los Andes, en particular en Santiago de Chile y en Mendoza. Este fue un evento de subducción.

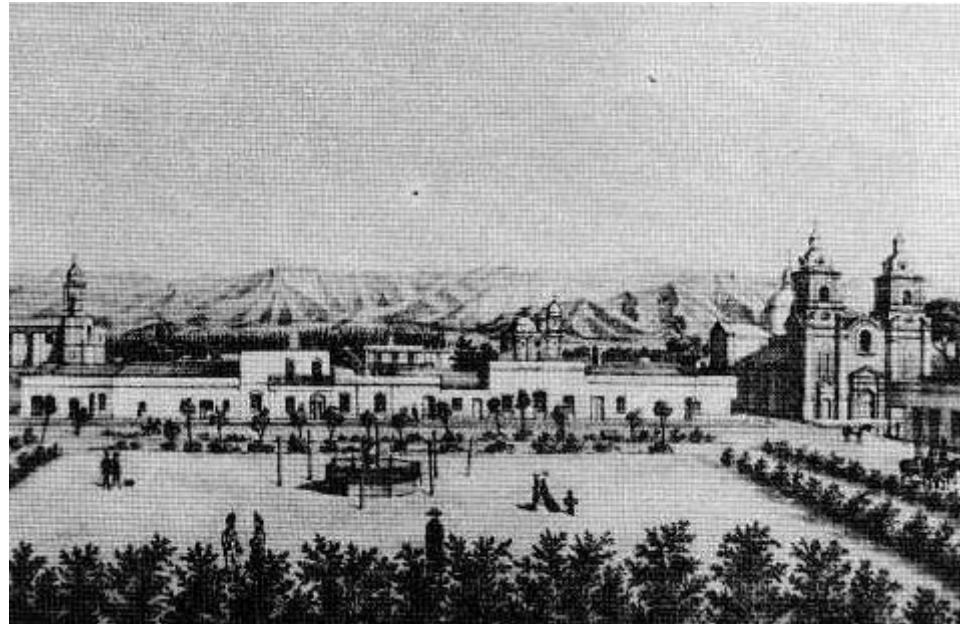


Figura 10: Pintura de la ciudad de Mendoza



Figura 11: Ruinas de la iglesia de San Francisco luego del terremoto de 1861

9.1.2.Daños por Terremotos Lejanos.

Cuatro sismos con epicentros en San Juan, referirse a Fig.9, produjeron daño en Mendoza. El último de estos eventos tuvo epicentro en Caucete el 23 de Noviembre de 1977, produciendo en San Juan 75 muertes. Este movimiento ocasionó daño severo a algunas construcciones cerca del epicentro, tales como la de hormigón armado que se muestra en la Fig.12 y en pleno proceso de construcción al momento del sismo. Debido a los efectos de vibración inducidos por focos a larga distancia, el movimiento de Caucete ocasionó desplazamientos significativos en edificios altos de Mendoza como el que se muestra en la Fig. 13. Este edificio de 10 pisos, de uso residencial, está localizado en el centro de Mendoza y debió soportar daños de consideración en parte de su estructura sismo resistente y en algunos muros de separación. El movimiento sísmico duró cerca de 50 segundos y fue sentido con regular intensidad en el Norte, Este y Oeste del país, tal cual se puede apreciar en el mapa de isosismas que se muestra en la Fig. 14. Aún en Buenos Aires, ubicada a más de 1000 Km. al Este del epicentro, las vibraciones causaron pánico en sus habitantes, especialmente en aquellos que habitaban edificios altos con largos períodos de vibración, y que no estaban habituados a éste tipo de eventos. Además, puesto que el sismo ocurrió a las 06hs:26' hora local, mucha gente aún en la cama pudo percibir claramente el movimiento.



Figura 12: Daño causado por el terremoto de Caucete de 1977



Figura 13: Daño causado en edificio de 10 pisos en Mendoza por el terremoto de Caucete

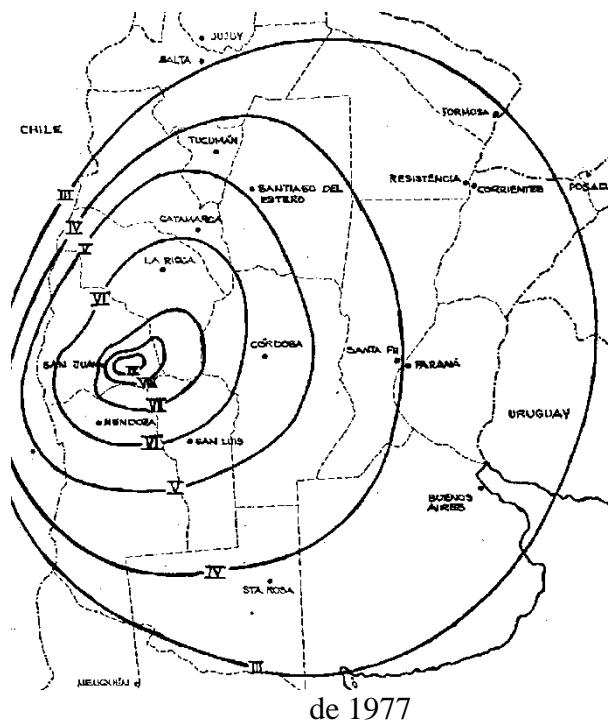


Figura 14: mapa de isosimas para el terremoto de Caucete de 1977

9.1.2. El Sismo del 26 de Enero de 1985.

El último evento importante en Mendoza, que produjo seis muertos, ocurrió en los primeros minutos del 26 de Enero de 1985. Esta vez el daño se concentró en pequeñas áreas del Gran Mendoza. La máxima MMI fue estimada en VIII, cercana al epicentro, tal cual se muestra en la Fig. 15. El mapa de isosismas claramente indica que el movimiento del suelo afectó a un área mucho menor que la que sintió los remezones del 23-11-77. Se debe reconocer que la cantidad de energía liberada durante el temblor de 1985 en Mendoza fue casi doscientas (!200!) veces menor que la que se liberó durante el sismo de Caucete en 1977.

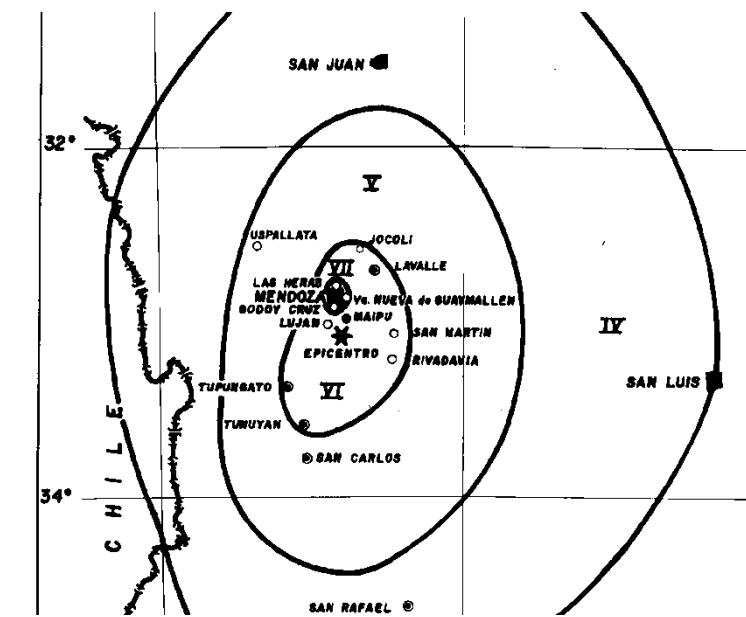


Figura 15: mapa de isosismas para el terremoto de Mendoza de 1985

Muchos edificios bajos y de adobe, es decir sin satisfacer las regulaciones de código, sufrieron daño severo y aún colapsos parcial y/o total. Las fotos de Figs. 16(a) y (b) son ejemplos de daños totales y parciales. Es importante hacer notar que dado que el sismo fue muy ruidoso, con fuerte aceleración vertical, de foco muy superficial y muy corto, para muchos se asemejó a una explosión. Mucha gente corrió fuera de sus viviendas pero el colapso de los parapetos como el que se muestra en Fig. 16(b) mató a dos personas.



Figura 16: a) Daño en vivienda de adobe en el terremoto de Mendoza de 1985



Figura 16: b) Colapso de parapetos y marquesinas en el terremoto de Mendoza de 1985



Figura 17: Daño en edificios en el terremoto de Mendoza de 1985



Figura 18: Colapso parcial en el hospital El Carmen en el terremoto de Mendoza de 1985

Muchas construcciones bajas diseñadas de acuerdo al código de 1970 también sufrieron daños de consideración. La Fig. 17 muestra un daño típico inducido por efectos de torsión en una construcción en esquina. El período predominante de las ondas sísmicas fue de 0.20 a 0.25 segundos, mientras que la energía fue liberada rápidamente sin casi tiempo para vibrar o disiparla. Por lo tanto, edificios residenciales de uno a tres pisos fueron sometidos a altas aceleraciones tal cual se verá luego en los espectros elásticos derivados del movimiento del suelo.

Justo frente a la construcción de dos niveles que se muestra dañada en la Fig. 17, y la cual se encontraba en la zona de mayor intensidad de agitación, estaba localizado el Hospital del Carmen. Una parte del mismo poseía paredes de ladrillo común (macizo) no confinadas y sufrió colapso parcial tal cual se muestra en la Fig. 18. Parte del Hospital debió entonces ser demolido, mientras que el sector que era contiguo a ésta y que poseía mampostería confinada de acuerdo a lo exigido por el código, se comportó satisfactoriamente y pudo continuar funcionando después del sismo.

Los edificios altos de Mendoza fueron más excitados por el terremoto de Caucete de 1977 que por el temblor del 26-1-85. Los períodos naturales más elevados de los edificios altos respondieron más a las vibraciones de largo períodos inducidos en 1977. A pesar de que la magnitud del temblor de 1985 fue bastante pequeña, algunos edificios residenciales de altura intermedia sufrieron tal daño que se tuvo que tomar acción inmediata para evitar peores consecuencias debidas a las réplicas del sismo principal. Este es el caso que se muestra en la Fig. 19(a). Dos columnas que forman parte de un edificio de ocho pisos aparecen apuntaladas después de sufrir daño severo durante el sismo. Otras seis columnas más del mismo edificio tuvieron la misma respuesta y debieron sobrelevar fallas típicas de compresión del hormigón además del pandeo del refuerzo de acero longitudinal tal cual muestra el acercamiento de la foto de Fig. 19(b). Una vez más, divisiones de mampostería, ignoradas en el comportamiento estructural del edificio en su conjunto, produjeron esfuerzos axiales elevados en las columnas con las consecuencias a la vista.



Figura 19: a) Daño en edificio de baja altura en el terremoto de Mendoza de 1985



Figura 19: b)Foto ampliada del daño en la columna

10-DISEÑO SISMORRESISTENTE

10.1 Filosofía

La filosofía del diseño sismorresistente es:

- **Evitar** pérdida de vidas humanas
- **Evitar** daños en elementos estructurales durante un sismo frecuente
- **Reducir** daños en elementos estructurales y no estructurales durante un sismo de mediana intensidad
- **Evitar** colapsos en elementos estructurales en eventos extraordinarios

Para cumplir con estos requerimientos, el proyectista debe **CONTROLAR EL DAÑO** y **DISEÑAR DONDE SE PRODUCIRÁ**.

El Riesgo sísmico en una región es la suma de dos componentes:

-*Peligrosidad sísmica*: dada por la zona donde se emplaza la construcción.

-*Vulnerabilidad estructural*: depende del diseño de la estructura, materiales, etc.

Por tanto:

$$\textbf{RIESGO SÍSMICO} = \textbf{PELIGROSIDAD SÍSMICA} + \textbf{VULNERABILIDAD ESTRUCTURAL}$$

Como se mencionó, no se puede cambiar la peligrosidad sísmica de una región ya que depende de la zona y la sismicidad del lugar, sin embargo, se puede bajar la vulnerabilidad estructural realizando un diseño sismorresistente adecuado, con materiales y técnicas constructivas adecuadas. De esta forma, el riesgo sísmico disminuye.

Se presentan a continuación los mapas de fallas sísmicas en mendoza y el riesgo sísmico en la provincia.

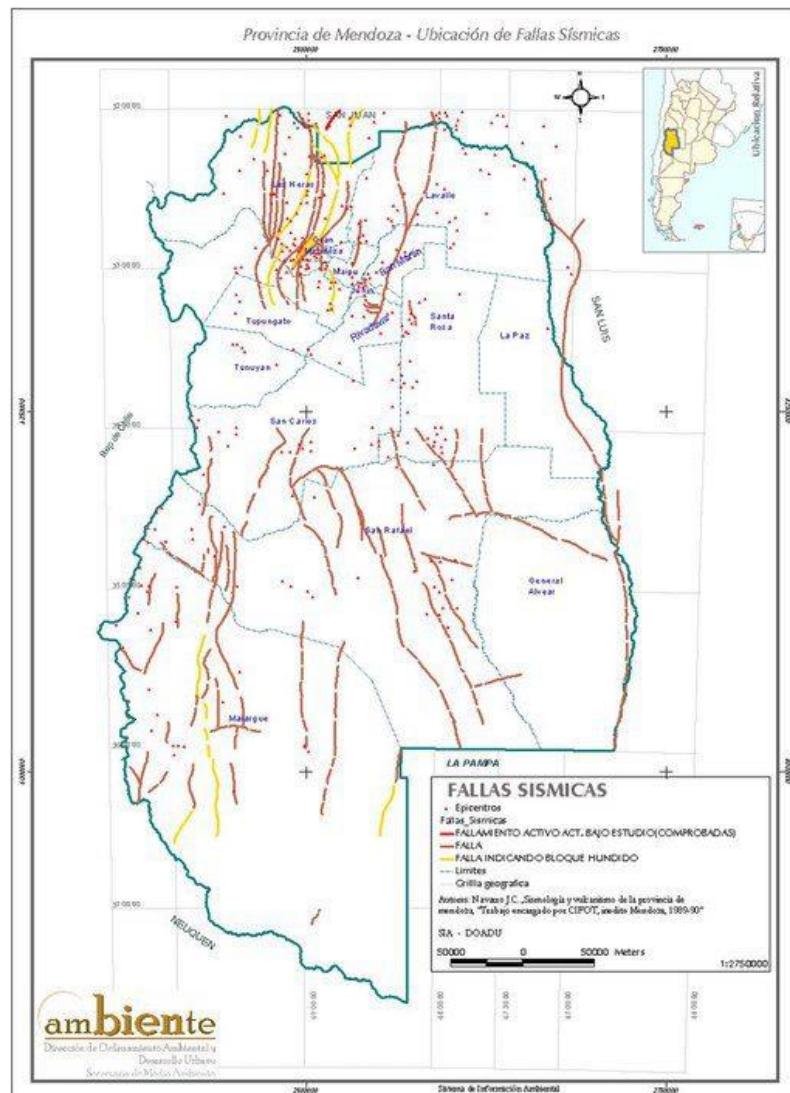


Figura 20: Fallas sísmicas en Mendoza.

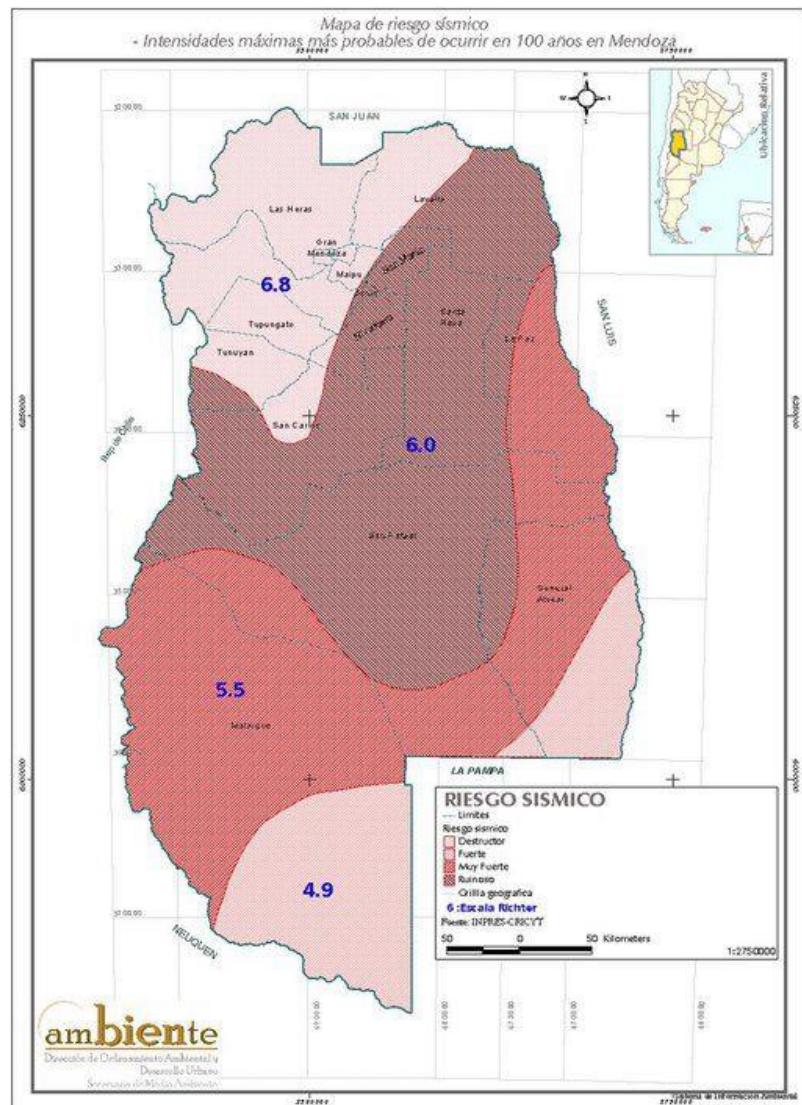


Figura 21: Riesgo sísmico en Mendoza

10.2 Cuantificación

Para cuantificar la acción sísmica a la que está sometida una estructura, se debe considerar la peligrosidad sísmica del lugar y el tipo de estructura.

Los terremotos, como se mencionó antes, producen un movimiento del suelo. Este movimiento induce aceleraciones en la base del edificio que se propagan en toda la altura de la construcción. Estas aceleraciones se cuantifican como un porcentaje de la aceleración de la gravedad, es decir, que si un edificio está sometido a una aceleración horizontal de 1g, es como colocar al edificio en posición horizontal y someterlo a su propio peso en dirección transversal.

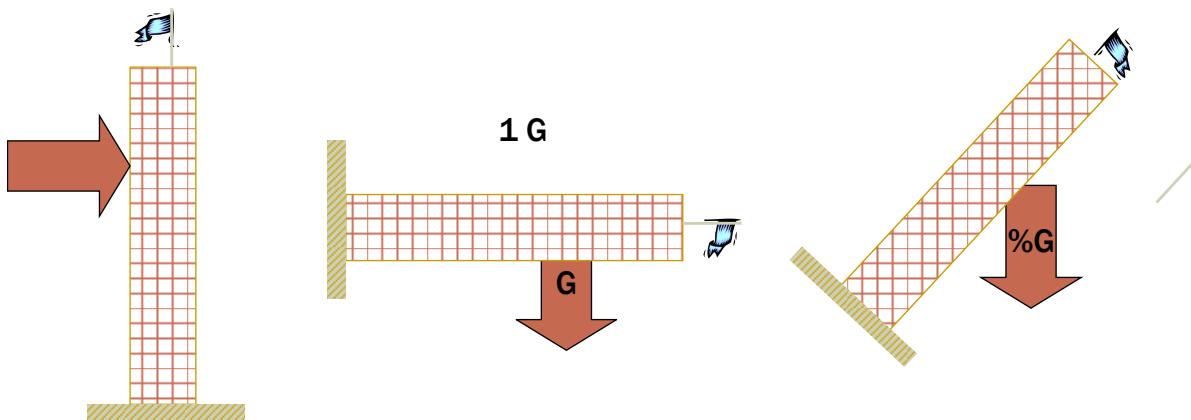


Figura 22: Aceleración del sismo en los edificios.

Esta aceleración a la que está sometido el edificio afecta a la masa propia del mismo y, por la segunda ley de Newton, se generan fuerzas horizontales (fuerzas sísmicas).

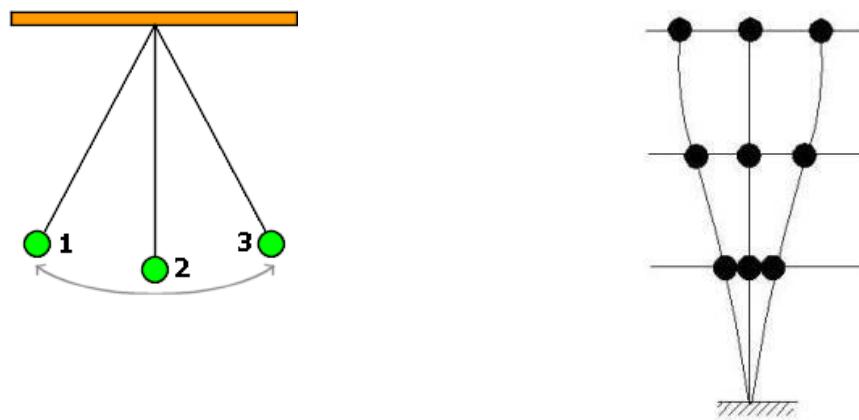
$$F = ma = mg \frac{a}{g} = Pc$$

La ecuación anterior muestra la segunda ley de Newton. En el tercer miembro se multiplica y divide por “g” y por tanto la masa “m” se transforma en peso “P” y la aceleración “a” se expresa como porcentaje de la gravedad. A este valor se lo llama “coeficiente sísmico c”.

Si bien la aceleración del terremoto es producto de la sismicidad de la zona, el peso o masa del edificio depende del diseño. Es el proyectista quien adiciona masa (o peso) al edificio, aumentando así la fuerza sísmica que debe resistir.

Además, lo que “siente” el edificio depende de un parámetro llamado “período de vibración”. Este parámetro es función de la masa del edificio y de su rigidez (concepto visto en temas anteriores). Tanto la masa como la rigidez son agregados por el proyectista, por tanto el período depende del proyectista. Es decir, lo que siente el edificio y las fuerzas que en él se originan dependen en gran medida del proyecto.

Se defina al período de vibración como el tiempo que tarda un móvil (en este caso el edificio) en pasar dos veces por el mismo punto.

**Figura 23:** Período

La ecuación para calcular el período “T” en segundos, siendo “M” la masa del edificio y “K” su rigidez:

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{M}{K}}$$

Al momento de predimensionar, los reglamentos dan valores aproximados del período y se pueden estimar como:

$$T = \alpha H^n$$

Donde α y n dependen del tipo de edificio y “H” es la altura total del mismo.

Otras ecuaciones son:

$$T = \frac{N_{pisos}}{n}$$

Donde n es un número que depende del tipo estructural ($n=10$ para pórticos y $n=20$ para tabiques) y N_p es la cantidad de pisos del edificio.

$$T = \frac{H}{100} \sqrt{\frac{30}{L} + \frac{2}{1 + 30\Delta}}$$

Donde “H” es la altura total del edificio, “L” es la longitud de la planta en la dirección considerada y “D” es la densidad de estructura (área de estructura en la dirección analizada respecto al área total de la planta).

10.3 Definición

De acuerdo al período de cada estructura es cómo responderá ante una acción sísmica.

Si consideramos distintas estructuras, representadas esquemáticamente en la figura 24 y las sometemos al mismo terremoto de la figura 25, cada una de ellas responderá de forma distinta. Si graficamos la respuesta máxima, en cuanto a la aceleración máxima que experimentaron, respecto al período de cada una, obtenemos un gráfico que se denomina “Espectro de respuesta” y que se muestra en la figura 26.

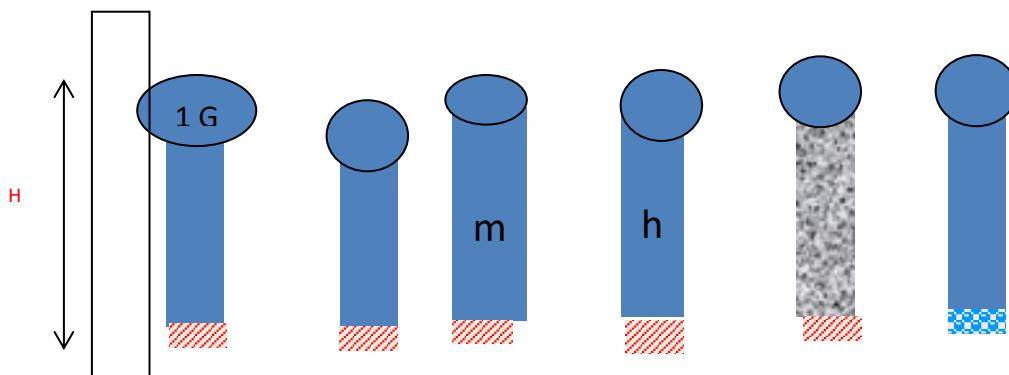


Figura 24: Edificios analizados.

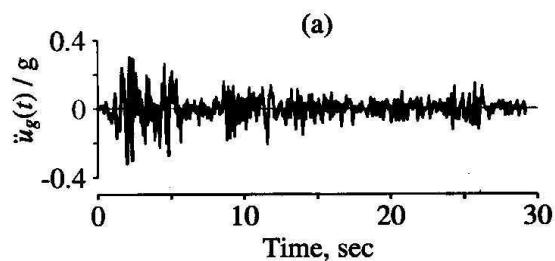


Figura 25: Terremoto al que se someten los edificios.

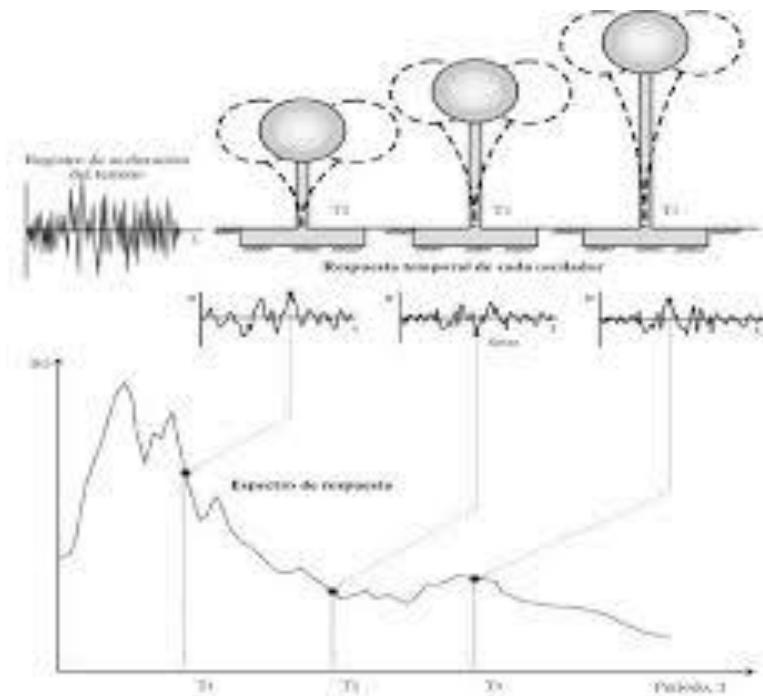


Figura 26: Espectro de respuesta de los edificios.

Sin embargo, el espectro calculado es sólo para un terremoto dado. Si hacemos lo mismo para muchos terremotos (Figura 27) y luego realizamos un proceso estadístico con todos los resultados, obtenemos lo que se denomina “Espectro de diseño” y que es un espectro que engloba la sismicidad local (Figura 28).

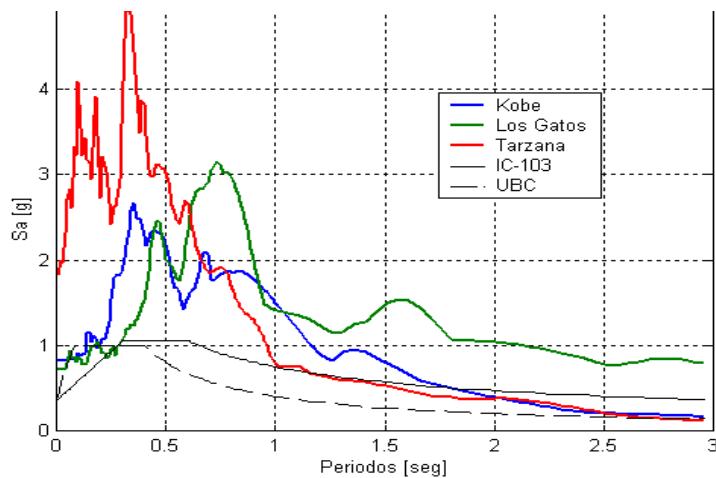


Figura 27: Espectro de respuesta para diversos sismos.

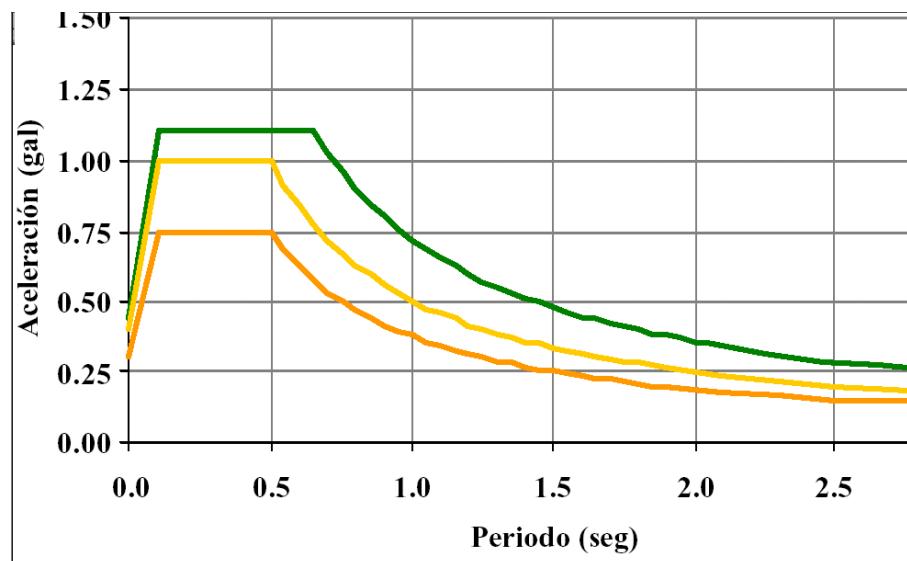


Figura 28: Espectro de diseño.

Se presentan a continuación los mapas de zonas sísmicas para Argentina y los espectros para toda Argentina.

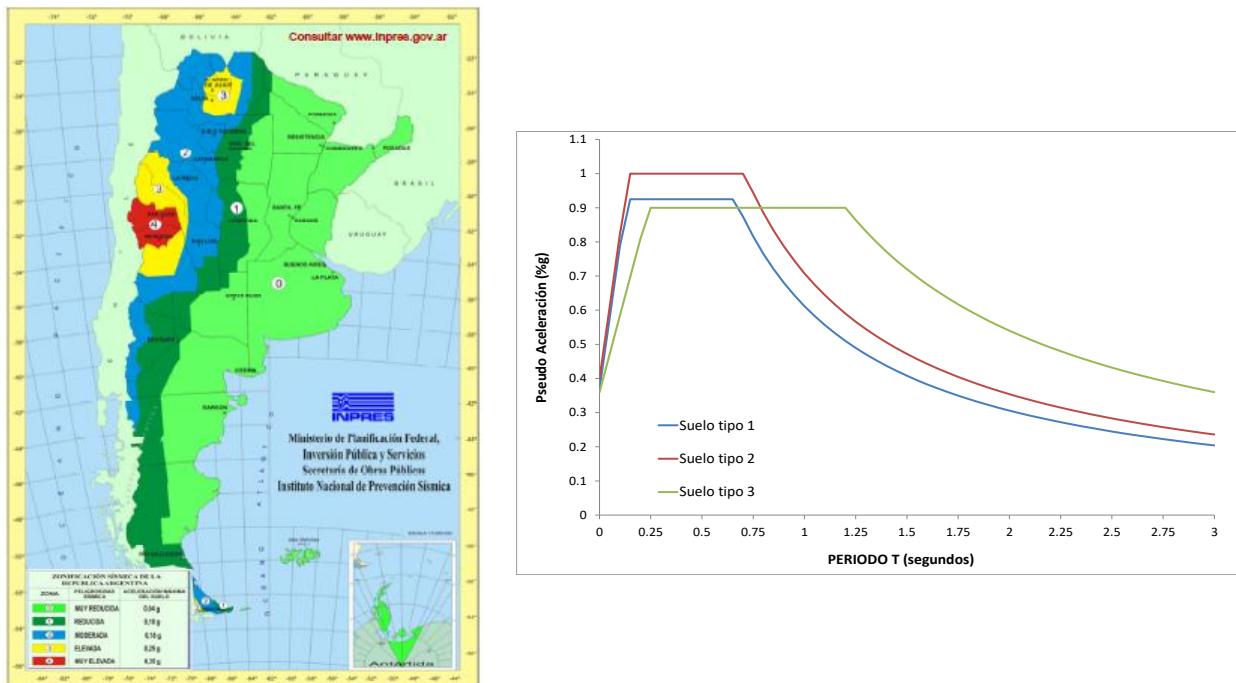


Figura 29: a) zonas sísmicas de Argentina, b)Espectros de diseño.

Conocida la máxima aceleración a la que puede estar sometido un edificio, a la que denominamos “Aceleración Espectral Sa”, el coeficiente sísmico queda definido por:

$$c = \frac{S_a \gamma_r}{R}$$

Donde γ_r es el “factor de riesgo” y tiene en cuenta el destino del edificio (viviendas, escuelas, hospitales, etc) y R es el “factor de comportamiento” y tiene en cuenta, entre otras cosas, la ductilidad y la sobrerresistencia del edificio, además de su tipo estructural.

Finalmente, la fuerza sísmica que debe soportar un edificio, siendo “Q” el peso total del mismo, es

$$V_o = V_u = cQ = \frac{S_a\gamma_r}{R} Q = \frac{V_e}{R}$$



Se puede ver en esta imagen como las fuerzas son proporcionales a las aceleraciones de los pisos y las masas de los mismos.

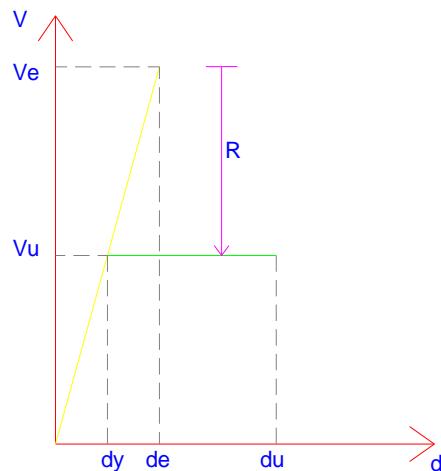
En el caso del método estático del IC103-I-2013, el coeficiente sísmico es:

$$c = \frac{2.5c_a\gamma_r}{R}$$

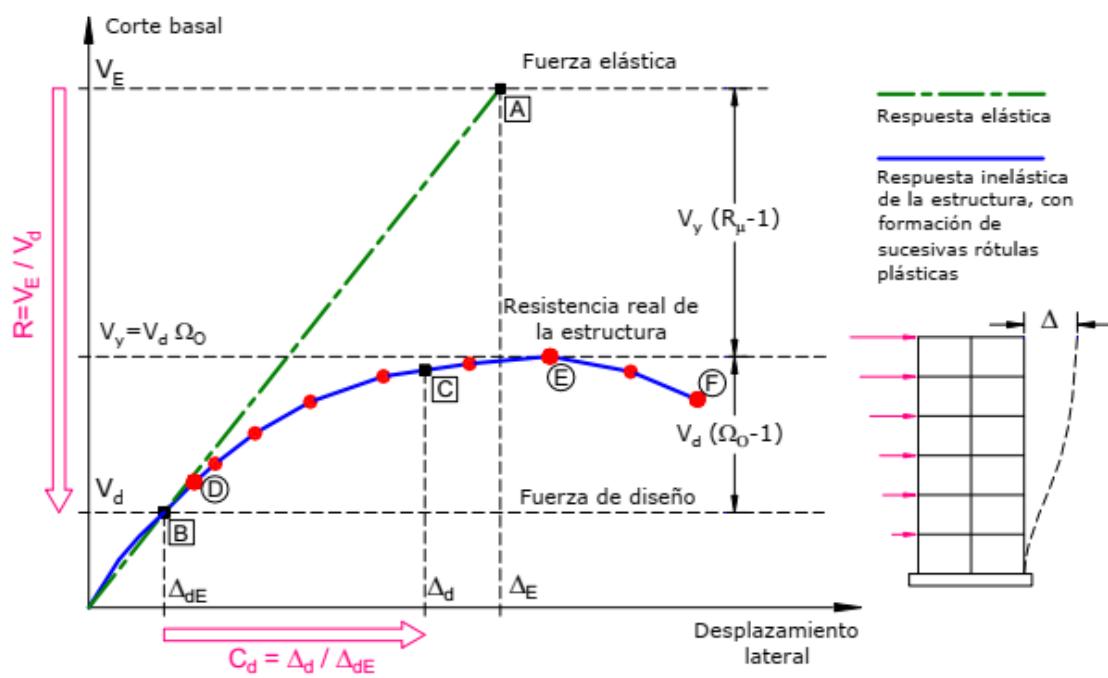
Donde C_a es un parámetro del espectro que depende de la zona sísmica y tipo espectral (suelo) adoptado.

10.3.1 Coeficiente R y área de corte

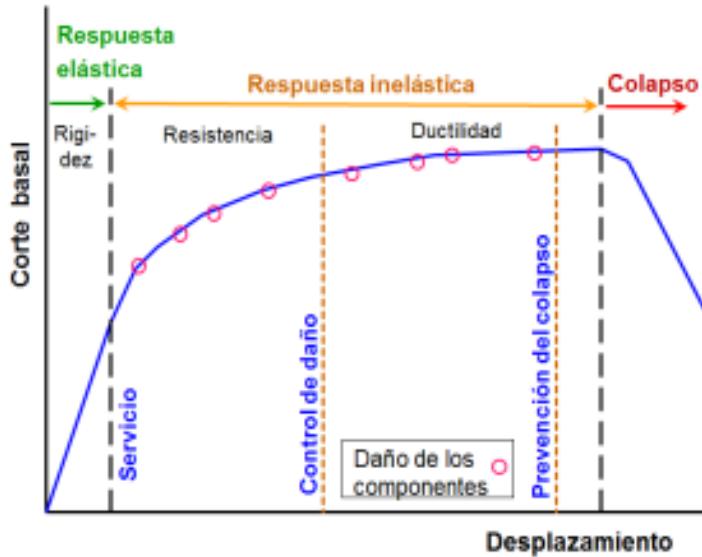
Si llamamos V_e al corte elástico para diseñar la estructura, o sea, el corte para el cual la estructura no sufre ningún tipo de daño y V_u al corte con el cual se diseña la estructura



a)



b)



c)

Figura 30: a) Coeficiente R, b) Coeficiente R y Cd de amplificación de deformaciones, c) Rango de diseño de los elementos estructurales

Se diseña con un valor menor, V_u , el cual resulta de dividir la Acción elástica por el factor R.

Al bajar la acción de diseño, el terremoto sigue “empujando” con V_e , por lo tanto la energía que entrega el terremoto debe ser disipada de alguna forma, en este caso deformándose la estructura. Esta deformación sin incremento de fuerza implica DAÑO ESTRUCTURAL y la relación d_u/d_y se denomina DUCTILIDAD y es una medida de la capacidad de la estructura de deformarse y disipar energía.

El valor del corte V_u debe ser resistido por elementos ubicados en cada dirección. Por lo tanto, se debe disponer de un área de corte mínima para soportar las tensiones y fuerzas demandadas por la acción horizontal. Dado que por ejemplo se utilizaran tabiques de hormigón armado o pórticos de hormigón armado, la demanda V_u genera esfuerzos internos (Momento flector, esfuerzos de corte, etc.) para los que se debe disponer armadura. Sin embargo por cuestiones de diámetros de barras y cuantías mínimas, la sección de acero que se coloca es mayor a la necesaria, por lo tanto la estructura resistiría un poco más de lo previsto. A esta resistencia mayor se la denomina SOBRERRESISTENCIA y existe tanto en estructuras de hormigón armado, acero y Mampostería.

Supongamos un ejemplo simple. Una viga posee una demanda de momento M_u , que genera que se deban colocar $X \text{ cm}^2$ de armadura. Sin embargo, por el tipo de armado y diámetros de barras yo estoy colocando $1.1X \text{ cm}^2$ de armadura. Por otro lado, se calculó esa armadura con un acero de calidad f_y , sin embargo, el Reglamento indica que f_y es la resistencia mínima a utilizar de acero, por lo que seguramente resistirá $1.15f_y$. ¿Ahora bien, cual es la resistencia real de la viga? En general, realizando una regla de 3 simple, se puede ver que la capacidad M_o (Momento de sobrerresistencia) es $M_o=1.1X \times 1.15f_y \times (d-d_1)$ y como $d-d_1$ es invariante (con ese valor se calcula la armadura necesaria) el colocar 10% mas de armadura que puede resistir un 15% mas lleva a que $M_o=1.27M_u$, o sea, una sobrerresistencia de 1.27. Los valores acá utilizados son ilustrativos y se debe recurrir al reglamento para calcular los valores de incremento reales.

Continuando con el diseño de la estructura y a modo de predimensionamiento, el área de estructura necesaria en cada dirección para resistir la acción sísmica se calcula como el corte basal dividido la tensión máxima que puede soportar un elemento (v).

Por ejemplo:

Tabiques: $v=100 \text{ t/m}^2$

Pórticos: $v=65 \text{ t/m}^2$

Mampostería: $v=20 \text{ t/m}^2$ (solo hasta 3 niveles en zona sísmica 4)

$$A_{nec} = \frac{V_u}{v}$$

Esta área de estructura debe disponer de forma tal de que la excentricidad de rigidez sea nula en ambas direcciones principales, y distribuida de tal forma de controlar los giros de la planta ante la acción sísmica de diseño.

En edificios de múltiples niveles, se debe disponer un área mínima de estructura que depende del corte en cada piso. En general, se toma el área de planta baja y se continúa en altura y se controla cual es el área mínima para poder ir disminuyéndola.

De esta forma, el área necesaria en cada nivel se calcula como

$$A_{nec} = \frac{V_i}{v}$$

Siendo V_i el corte del nivel “i”.

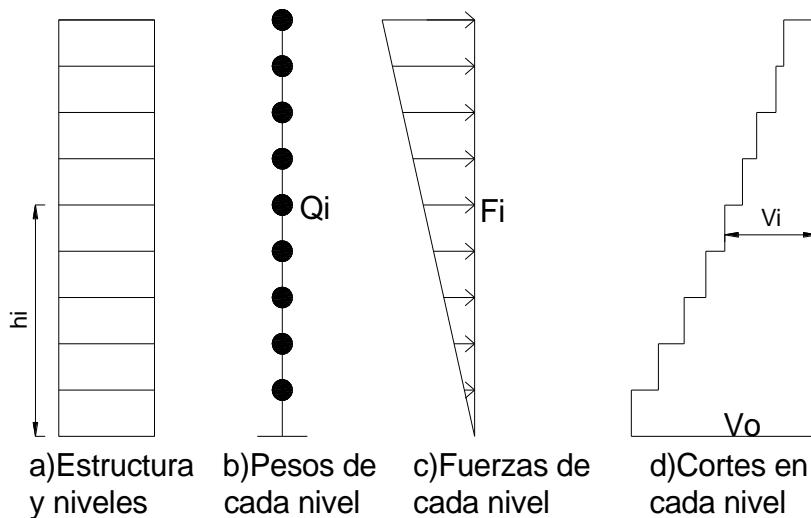


Figura 31: Distribución de fuerzas en altura y cortes de cada nivel

En la figura 31 se puede ver como a cada nivel “i” ubicado a una cierta altura “ h_i ” desde el suelo y con un peso “ Q_i ” recibe una fuerza “ F_i ” y debe soportar un corte “ V_i ”.

El corte en cada nivel no es otra cosa que la suma de todas las fuerzas “ F_i ” por encima de ese nivel. De acá se puede deducir que en la base, la suma de todas las fuerzas por encima es el corte basal “ V_o ”.

La fuerza en cada nivel se puede calcular como:

$$F_i = \frac{Q_i h_i}{\sum(Q_i h_i)} V_o$$

Con los significados antes vistos.

A modo de ejemplo se muestra una planilla donde se calcular las fuerzas en cada nivel.

Piso	altura piso	Altura total H_i	Peso piso Q_i	$Q_i x H_i$	alfa	$F_i - x$	$V_i - x$
	[m]	[m]	[Ton]	[Tm]		[Ton]	[Ton]
5	3.00	15.00	200.00	3000	0.333	1333.333	1333.333
4	3.00	12.00	200.00	2400	0.267	1066.667	2400.000
3	3.00	9.00	200.00	1800	0.200	800.000	3200.000
2	3.00	6.00	200.00	1200	0.133	533.333	3733.333
1	3.00	3.00	200.00	600	0.067	266.667	4000.000
				1000	9000		4000
Peso Total				Corte basal V_o			

10.4 Diseño estructural

Se llama “excentricidad de rigidez” a la distancia entre el centro de masas (CM) y el centro de rigidez (CR).

El CM es el baricentro de todas las masas (pesos) del edificio y el CR es el baricentro de todas las rigideces en el edificio, o en forma estricta, el punto de la planta donde si se aplica una fuerza la estructura se desplaza sin experimentar giros.

La acción sísmica V_0 actúa en el CM (dado que es una fuerza inercial – Ley de Newton) pero lo que se opone a esta fuerza son los elementos aportando rigidez, por tanto la resultante se aplica en el CR. Es por esto que cuando el CM y el CR no coinciden aparece una cupla que hace girar a la estructura (Momento torsor).

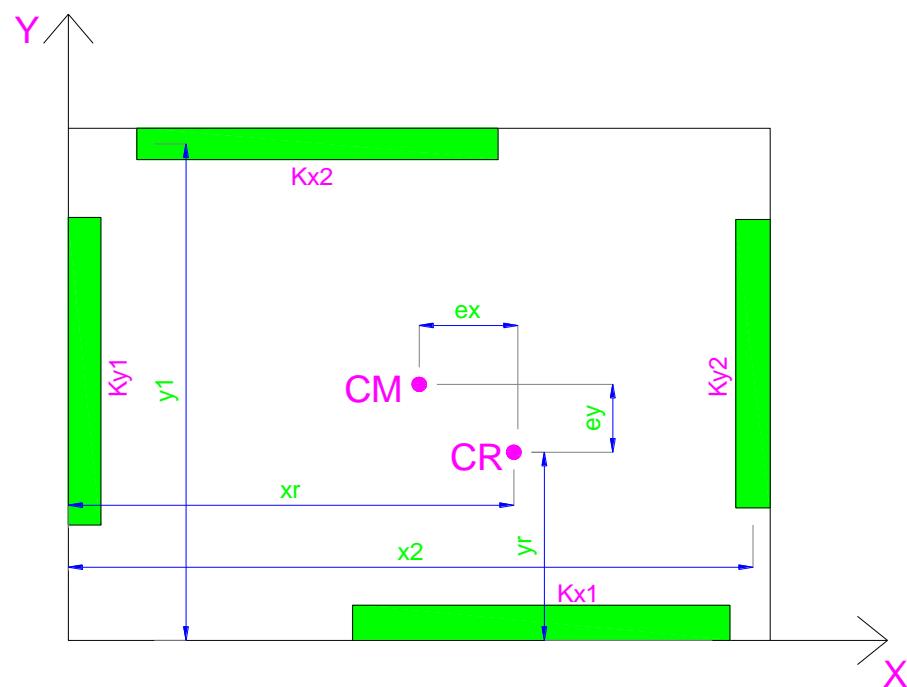
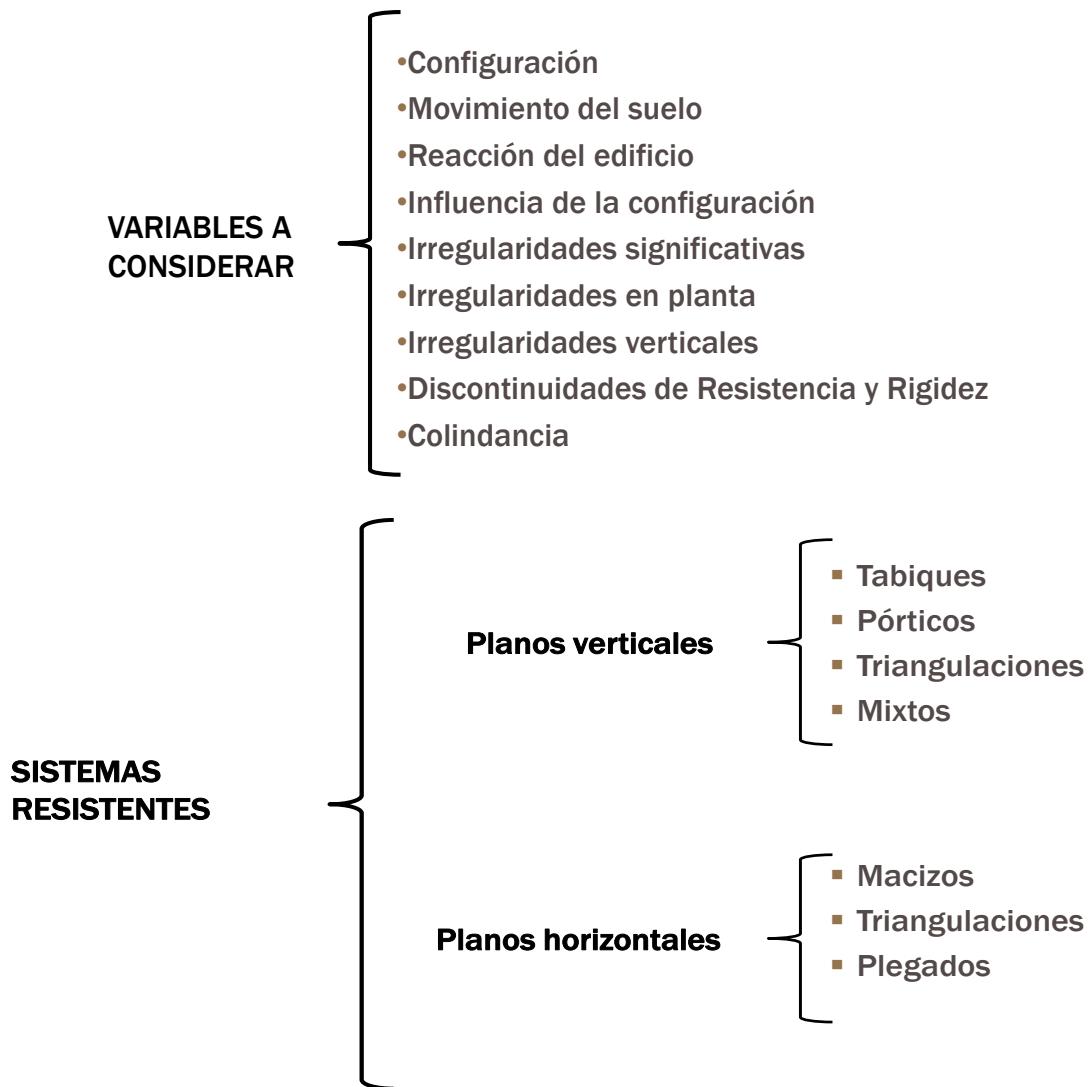


Figura 32: Descripción de variables y excentricidades “e”



10.5 Comportamiento

La distribución de los elementos en la planta puede modificar significativamente el comportamiento global de la estructura. Si al diseñar uno pensó en un factor R , una cierta rigidez K y un comportamiento aceptable del edificio, la presencia de excentricidades puede conducir a un comportamiento indeseado, aumentando en algunos casos las fuerzas de diseño en ciertos elementos y disminuyendo la ductilidad disponible, por tanto cambiando el valor del factor R y aumentando el valor de V_o .



Figura 33: Estructura sin excentricidad

Como se mencionó anteriormente, la estructura se diseña para un valor de corte menor al elástico V_e . Esto es posible al considerar que la estructura desarrolla ductilidad. En la figura 34 se muestra la respuesta real de una estructura, disminución del corte y la ductilidad del sistema. Es importante notar que una vez que el sistema alcanza el valor de V_u , la rigidez es nula.

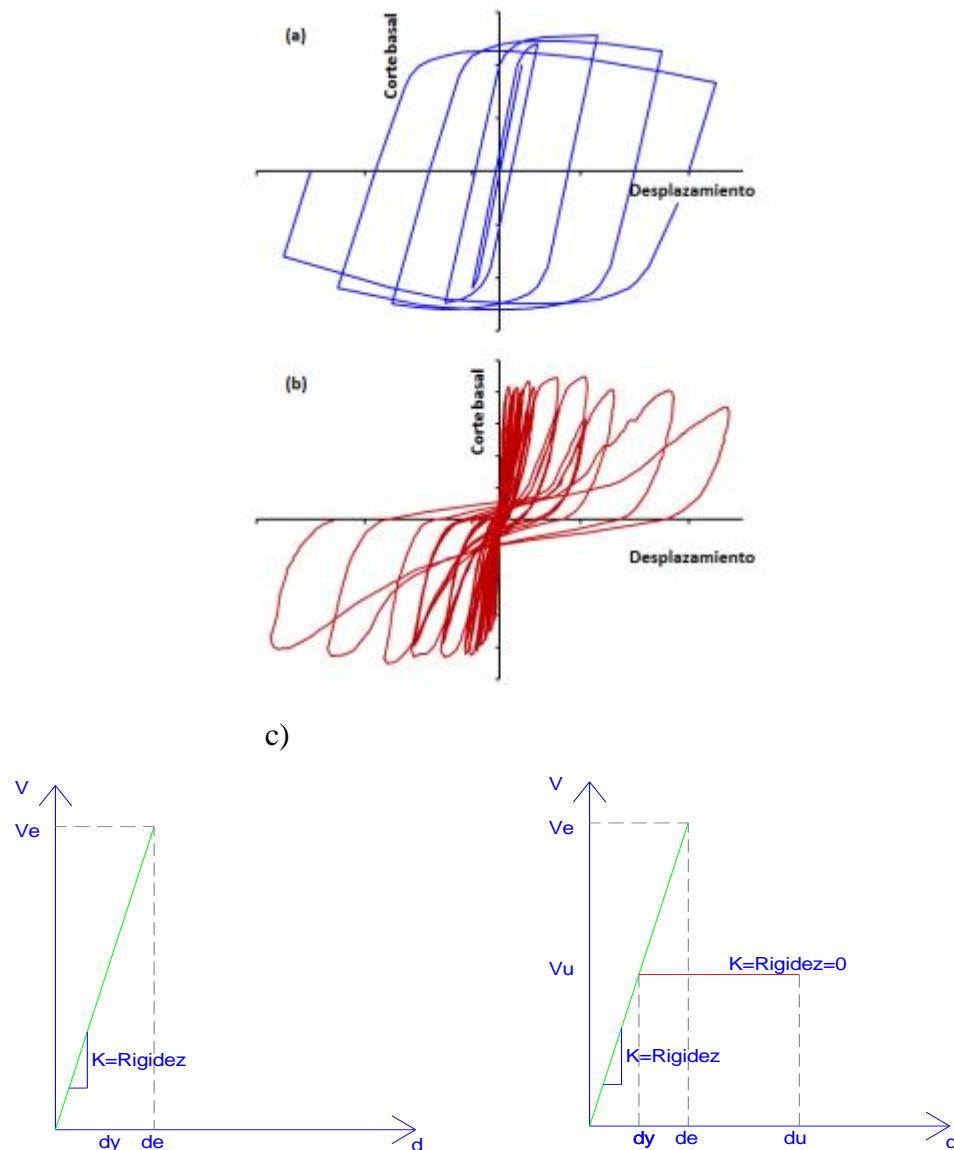


Figura 34: a) Sistema ductil, b) Sistema con estrechamiento de ciclos, c) Disminución del corte, ductilidad y rigidez nula

El gráfico anterior es válido tanto para la estructura como para cada uno de los elementos que la componen, o sea, que los elementos experimentan ductilidad una vez alcanzada la fluencia y su rigidez se vuelve nula o casi nula.

Dentro del diseño sísmico en planta, se intenta que ante un movimiento del suelo, todos los elementos lo resistan y no solo algunos. La presencia de excentricidades produce no solo un desplazamiento de la planta del edificio sino también una rotación (respecto al eje vertical). Esto se debe a que las fuerzas actúan en el centro de masas pero reaccionan en el centro de rigidez. Esta excentricidad genera un momento que hace girar la planta.

De acuerdo al comportamiento respecto a la torsión, existen dos tipos de sistemas, los torsionalmente restringidos (STR) y los torsionalmente libre (o no restringidos) STNR. En los primeros (STR), ante una acción sísmica en una dirección y la presencia de excentricidad, y por lo tanto giros, los elementos perpendiculares a la dirección de análisis son los encargados de controlar la torsión (y los giros), generando entre ellos una cupla opuesta al movimiento. En los segundos, la ausencia de elementos perpendiculares o la mala disposición de ellos produce que no haya un control de los giros. Esto genera que la planta gire y aumente la demanda de desplazamiento en algunos elementos aumentando así la fuerza sísmica que deben soportar.

10.5.1 Sistemas Torsionalmente Restringidos (STR)

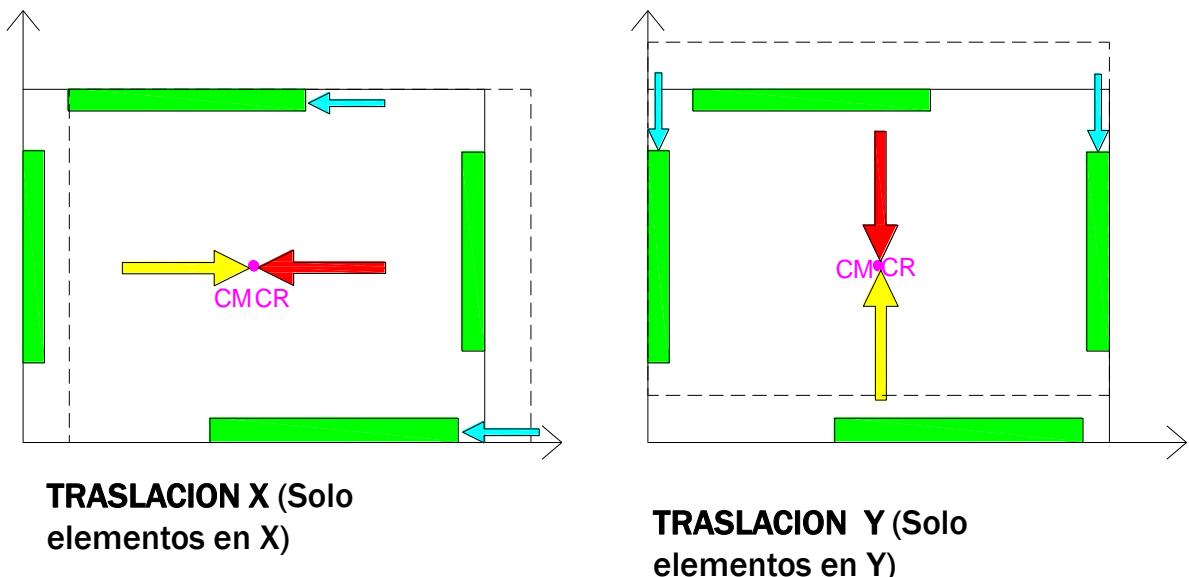
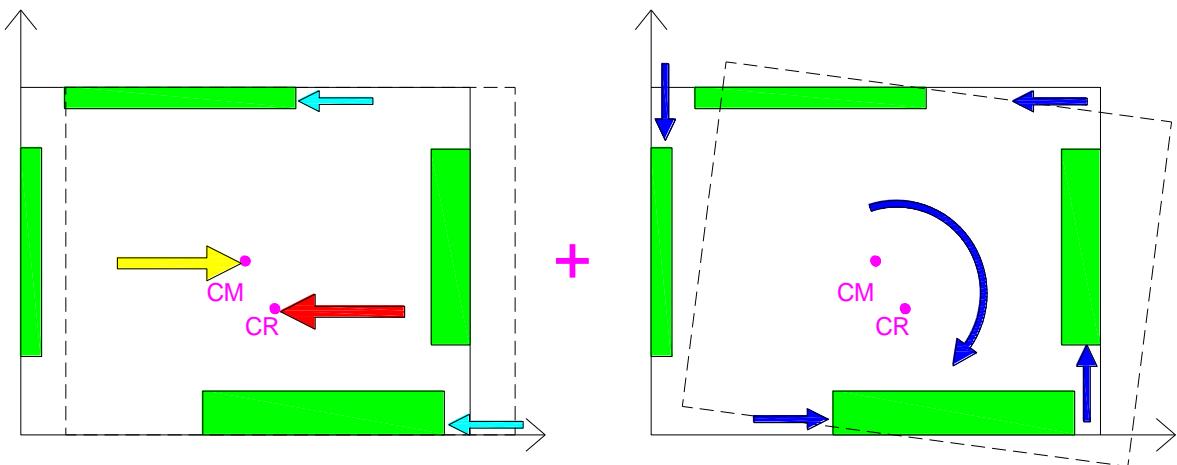
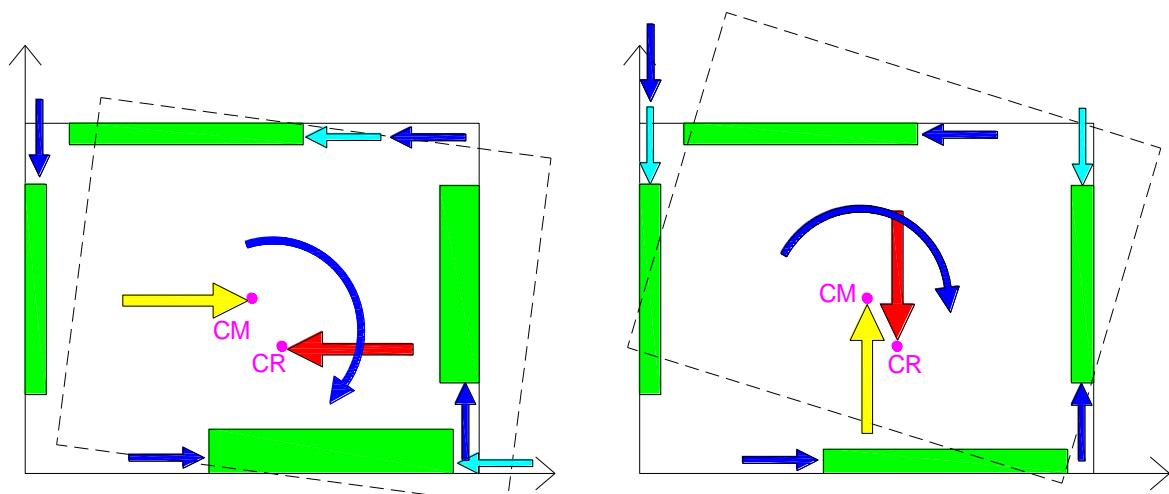


Figura 35: Sistema STR sin excentricidad.

**TRASLACION X (Solo elementos en X)****ROTACION (Todos los elementos)****Figura 36:** Sistema STR con excentricidad

En la figura 35, ante una acción sísmica en dirección X o Y, el sistema solo se desplaza en esa dirección por no haber giros, sin embargo, en la figura 36, ante una acción en dirección X, la planta se traslada en esa dirección y adicionalmente gira. Notar que en el primer caso solo los elementos en la dirección de análisis son los que resisten la acción y en el segundo caso, las fuerzas producidas por la translación son resistidas por los elementos en la dirección del desplazamiento pero por efecto del giro, todos los elementos deben tomar más fuerza.

**TRASLACION X (Solo elementos en X)
ROTACION (Todos los elementos)****TRASLACION Y (Solo elementos en Y)
ROTACION (Todos los elementos)****Figura 37:** Sistema STR con excentricidad de rigidez

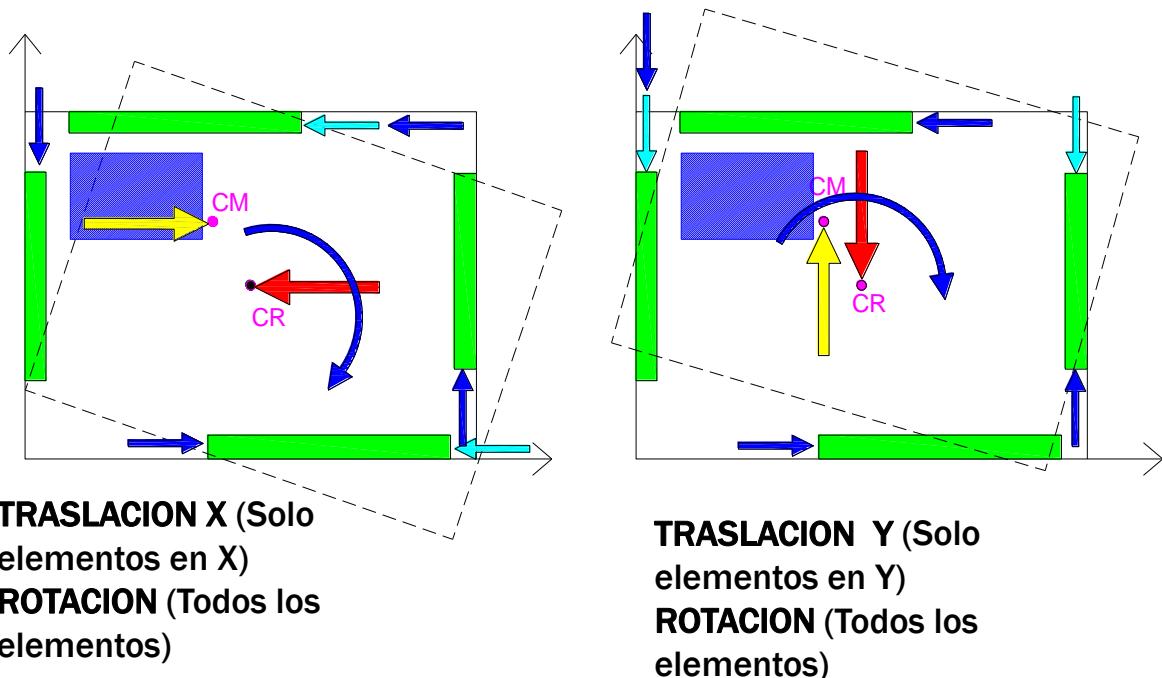


Figura 38: Sistema STR con excentricidad de masa

En la figura 37, la mala distribución de elementos y rigideces genera una excentricidad en la planta que es la que ocasiona los giros. Sin embargo, en la figura 38, si bien los elementos están bien distribuidos en la planta, la excentricidad es causada por el desplazamiento del centro de masas CM a causa de una masa (peso) concentrado en una esquina. En este caso existe una excentricidad que produce giros.

10.5.1 Sistemas Torsionalmente No Restringidos (STNR)

Como se mencionó antes, la ausencia de elementos perpendiculares o la mala disposición de ellos producen que no haya un control de los giros. Esto genera que la planta gire y aumente la demanda de desplazamiento en algunos elementos aumentando así la fuerza sísmica que deben soportar. La figura 38 muestra un sistema STNR para acciones en dirección Y.

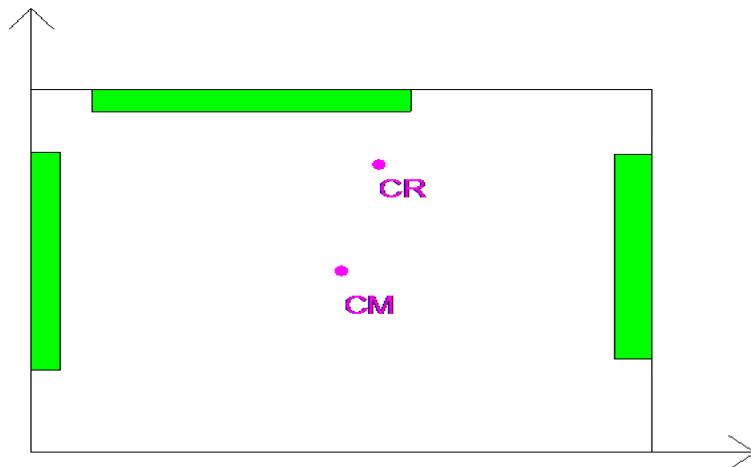


Figura 39: Sistema STNR en dirección Y

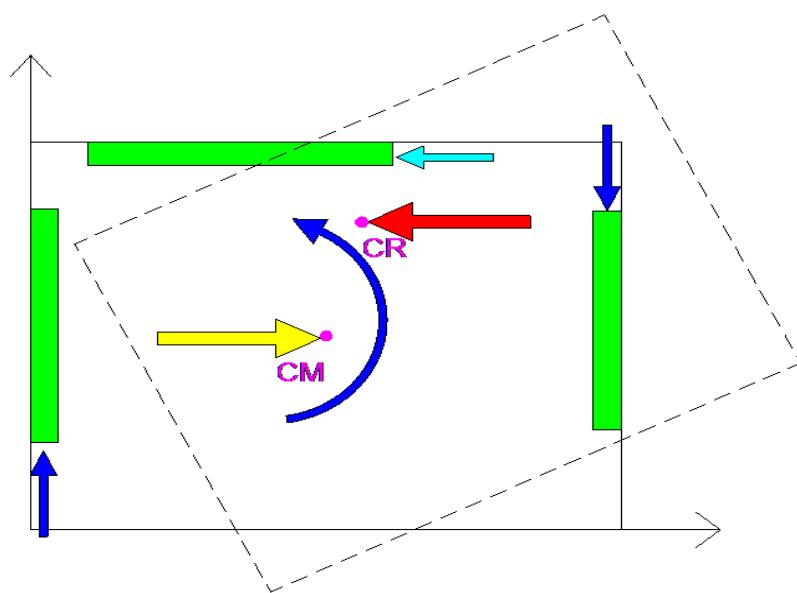


Figura 40: Sistema STNR en dirección Y con acciones en dirección X.

En la figura 40, ante una acción en dirección X, el elemento en esa dirección se desplaza y debe resistir toda la acción sísmica del edificio solo. Debido a la presencia de una gran excentricidad, la planta gira, pero la presencia de elementos en dirección Y intentan controlar el giro desarrollando fuerzas y por tanto una cupla para compensarlo.

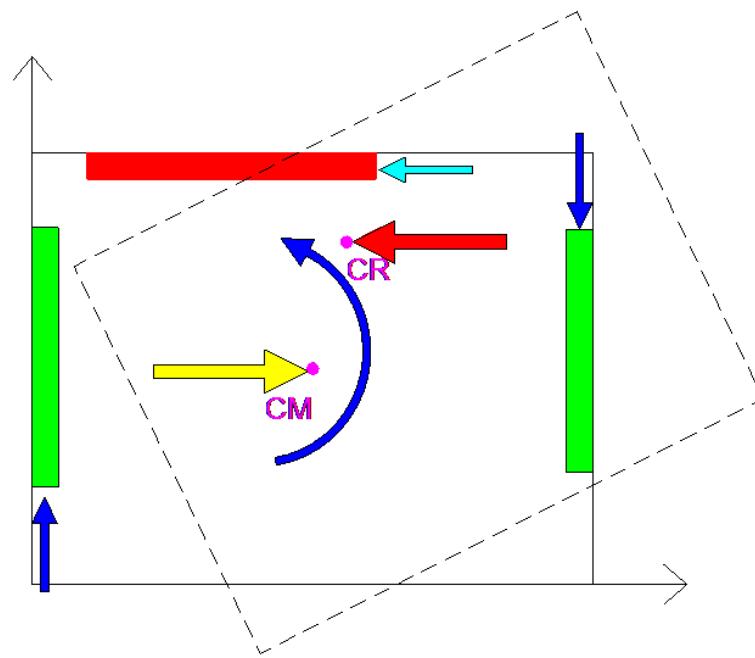


Figura 41: Sistema STNR en dirección Y con acciones en dirección X.

En cierto momento, el elemento en dirección X alcanza la fuerza máxima que puede soportar y por tanto pierde rigidez, por lo tanto la planta solo gira y es responsabilidad de los elementos perpendiculares evitar que esto suceda.

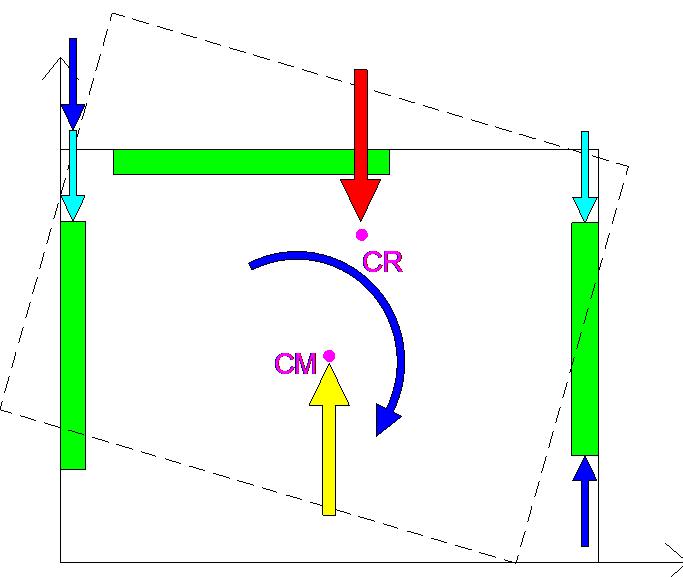


Figura 42: Sistema STNR en dirección Y con acciones en dirección Y.

Ante una acción en dirección Y, los elementos en esa dirección son los encargados de tomar las fuerzas producto del desplazamiento de la planta, sin embargo, al existir excentricidad, la planta gira pero ahora son esos mismos elementos los encargados de tomar la torsión ya que el perpendicular no puede generar una pareja por estar solo en dirección X.

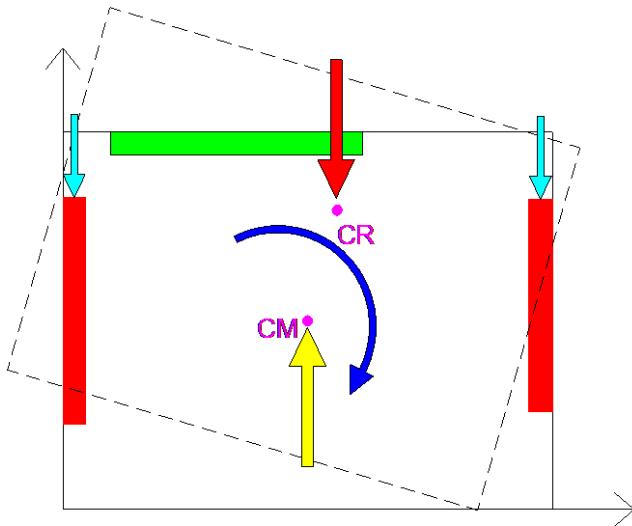


Figura 43: Sistema STNR en dirección Y con acciones en dirección Y

En cierto momento, los elementos en Y alcanzan su límite y no pueden tomar más fuerza, por lo tanto solo se desplazan, pero la excentricidad permanece y por tanto los giros, sin embargo, el único elemento en dirección X es incapaz de controlar los giros por encontrarse solo y no poder crear una pareja con otro elemento paralelo. Esto lleva al colapso de la estructura por efectos de la torsión.

De acuerdo a esto, se debe disponer un área mínima de estructura, tal que se resistan todas las acciones en cada dirección y adicionalmente tratar de no tener excentricidad. Por otro lado, hay que distribuir los elementos en las cercanías de la periferia del edificio para lograr controlar la torsión y los giros. La presencia de todos los elementos agrupados en un lado puede conducir a un colapso de la estructura.

10.6 Reacción del edificio para distintas configuraciones.

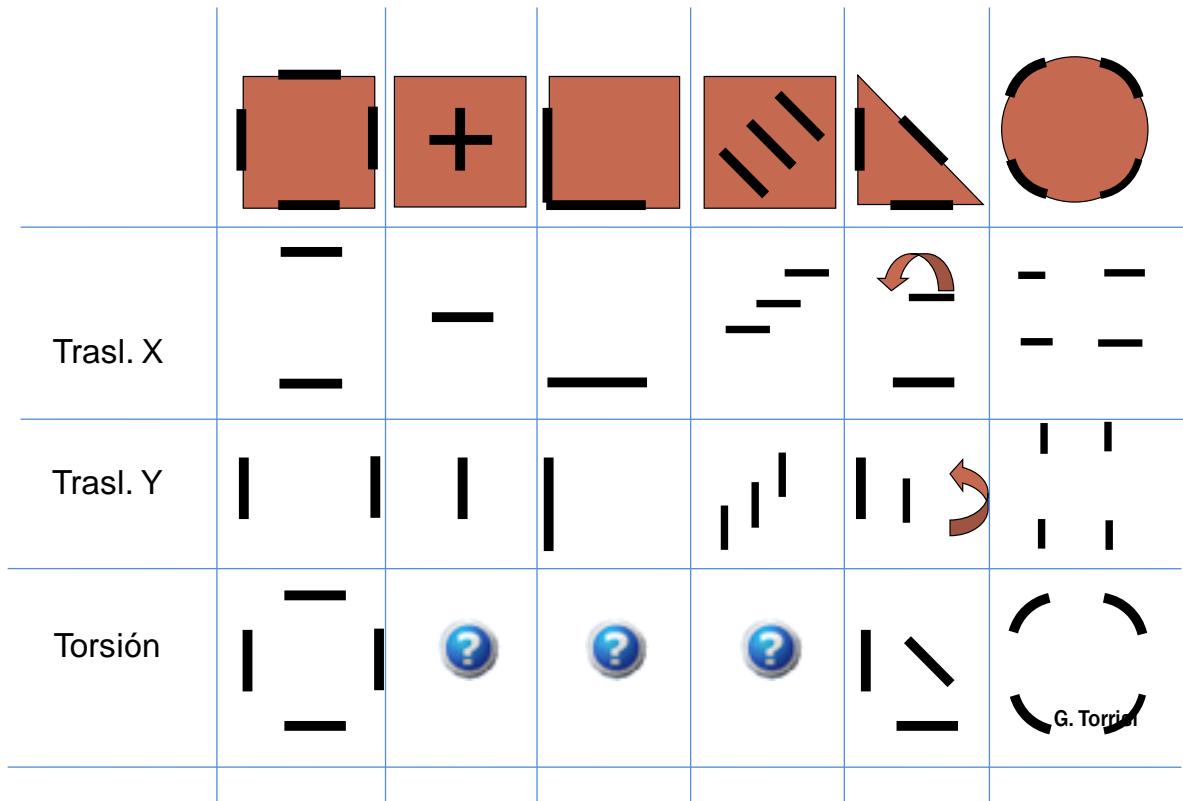


Figura 44: Formas de resistir las acciones sísmicas

10.7 Diafragmas-losas

La acción sísmica se genera por la presencia de masas (pesos). Estos pesos están concentrados en su mayor parte en las losas, por tanto es en ellas donde se puede considerar que actúa la acción sísmica.

Las fuerzas de inercia que se generan en la losa deben ser transmitidas adecuadamente a los elementos resistentes para poder ser resistidas por los mismos y transferidas al suelo de fundación. Es por ello, que las losas forman parte del sistema sismorresistente y se las denomina Diafragmas.

Los diafragmas deben ser tales de transmitir la fuerza sísmica a los distintos elementos y de repartirlas en caso de giros o pérdidas de rigidez de algunos de ellos. Es por esto que deben

ser indeformables en su plano. La presencia de huecos y formar alargadas genera una pérdida de rigidez y produce que los diafragmas no puedan transferir y redistribuir adecuadamente los esfuerzos y por lo tanto hace que no todos los elementos participen en la resistencia sísmica.

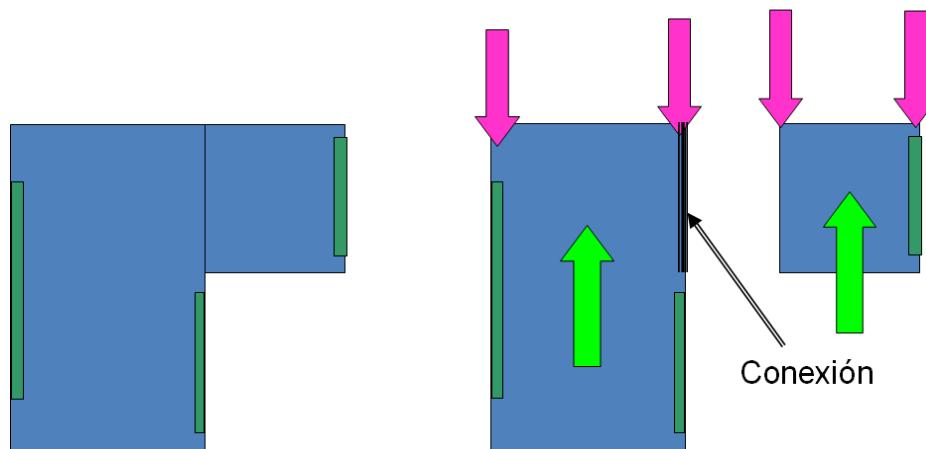


Figura 45: Diafragma irregular. Conexión entre áreas.

En la figura anterior, la zona de conexión es la encargada de transferir las fuerzas generadas en una parte del diafragma a la opuesta. Sin embargo, debido a la magnitud de las fuerzas involucradas, es posible que los esfuerzos que se generen en esa zona, de sección reducida, sean tan elevados que produzcan una falla desconectando completamente ambas partes de la losa y por lo tanto evitando la redistribución de fuerzas entre los elementos.

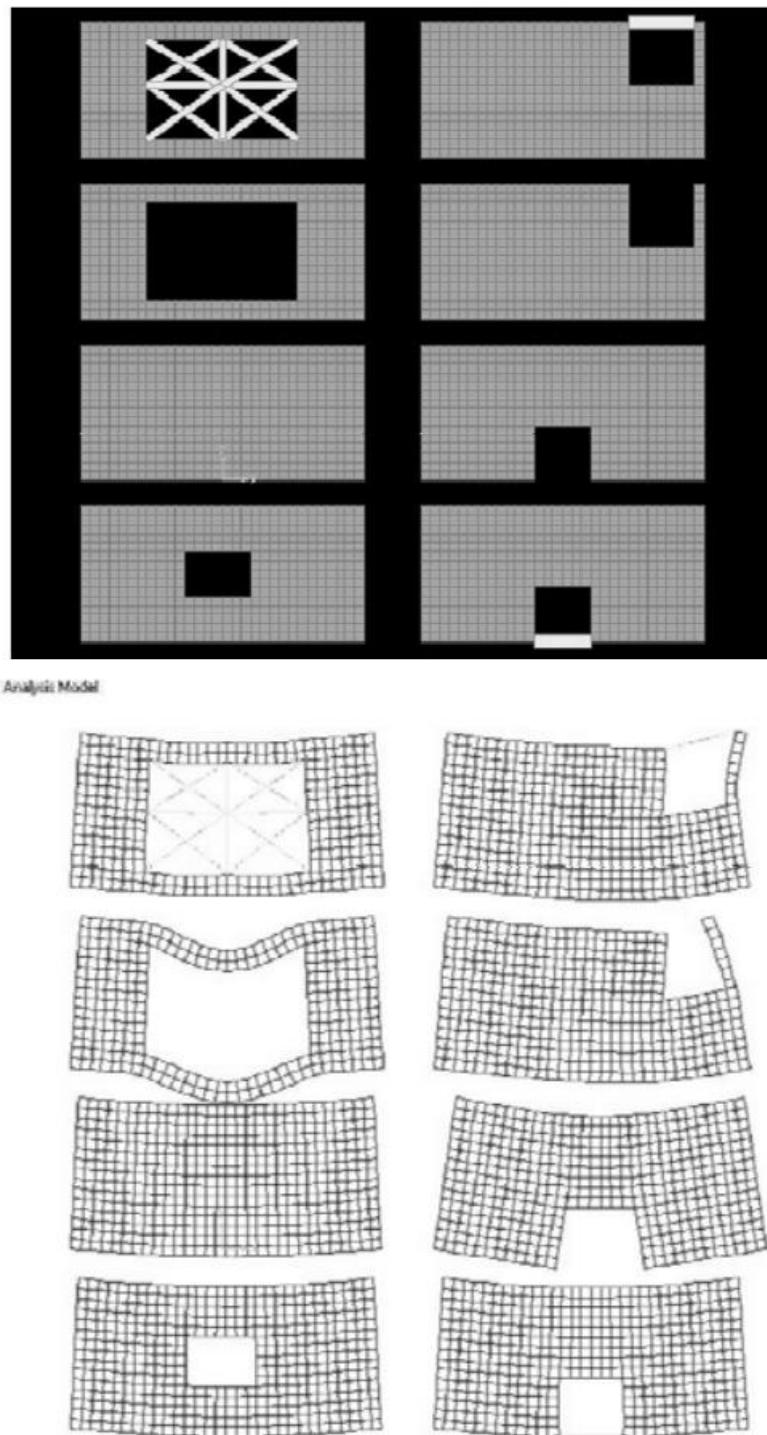


Figura 46: a)Distintas configuraciones en el diafragma, soluciones y deformadas.

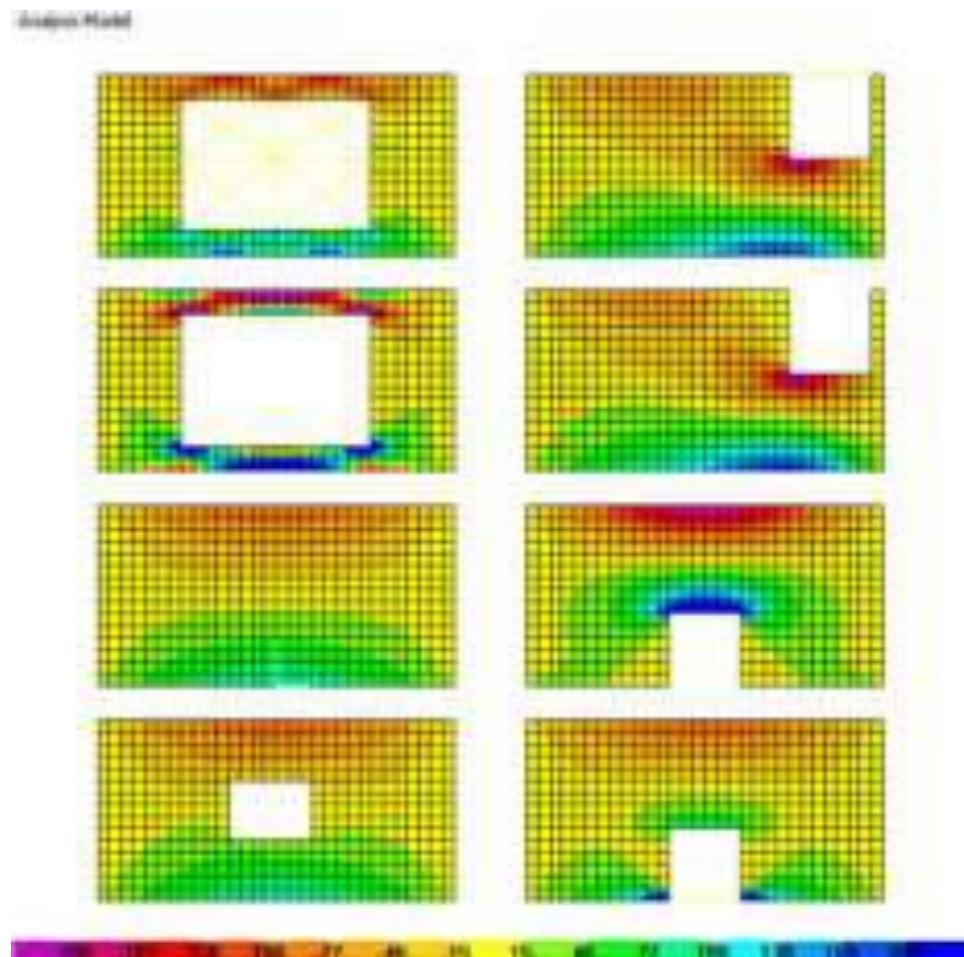


Figura 46: b)Tensiones máximas y mínimas.

En la figura 46 se muestra un diafragma con y sin aberturas. En la parte inferior se pueden ver, para una fuerza actuando en la dirección vertical de la figura, como se deforma el mismo. Notar que en la zona de las aberturas las deformaciones son muy elevadas produciendo distorsiones en el diafragma que conducirán a la falla. Sin embargo, para los distintos huecos se muestran diversas soluciones posibles, como son colocar rigidizaciones, vigas, bielas, etc. Esto produce una mejora en el comportamiento global del diafragma.

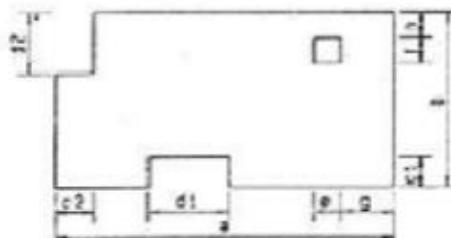
CONDICIONES DE DIAFRAGMA. CÓDIGO DE CONSTRUCCIONES SISMORRESISTENTE DE MENDOZA '87

LOGOS DE MENDOZA

93

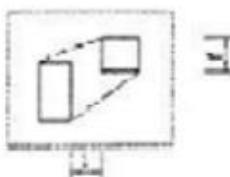
7.1.5.3.- CONDICIONES DE DIAFRAGMA RIGIDO PARA LOSAS MACIZAS

CONDICIONES RELATIVAS AL DIAFRAGMA EN CONJUNTO



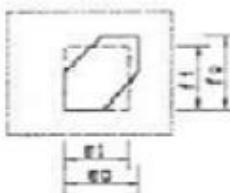
$$\begin{aligned} \frac{a}{b} &\leq 3 & (a > b) \\ d_1, d_2 &\leq b/4 & d_1, d_2 \leq b/4 \\ S &\leq b/3; & f \leq b/3 \\ E &\leq f \leq S/10 \\ g &\leq a/4; & h \leq b/4 \\ S &\text{ Área encerrada por el perímetro de la losa} \end{aligned}$$

AGUJEROS MUY PRIMOS



$$\begin{aligned} \text{Si: } \\ i &< b/6 \quad \text{o} \quad i < f/6 \\ &\text{Generalizar un solo aviso} \end{aligned}$$

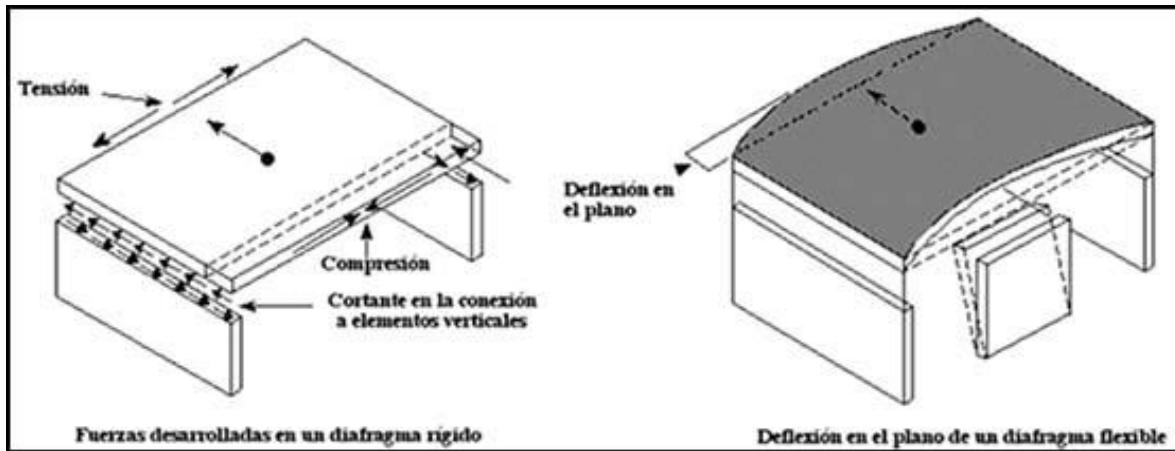
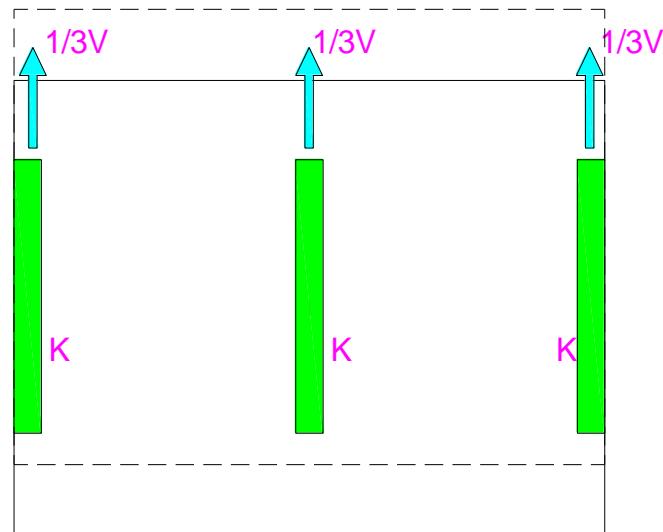
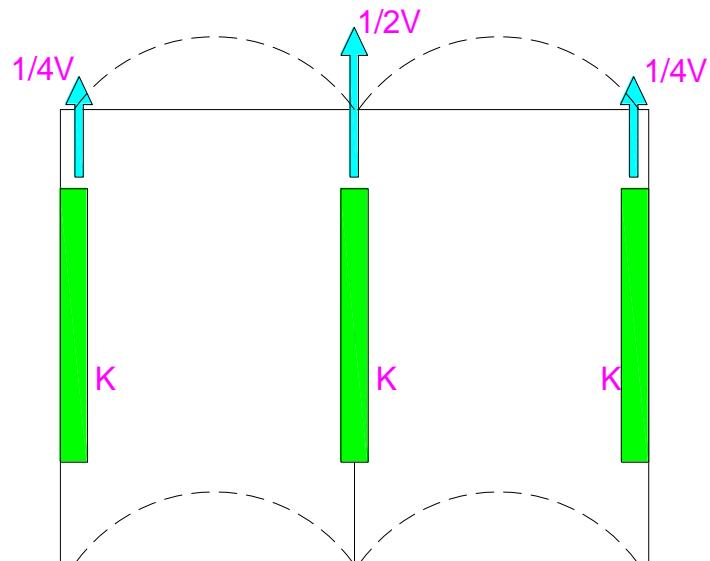
AGUJEROS NO RECTANGULARES



Adoptar un rectángulo de área equivalente y con la misma relación de lados que el rectángulo cuyos lados son paralelos a los de la planta y circunscribe el agujero:
 $\frac{a_1}{f_1} = \frac{a_2}{f_2}$
 $\frac{a_1}{f_1} = S$ [Área del agujero]

10.8 Diafragmas flexibles

Cuando las dimensiones de los diafragmas generan formas alargadas o bien, la presencia de aberturas en las losas o, el material utilizado, por ejemplo correas de madera y machimbre, el diafragma no posee la capacidad de redistribuir las fuerzas sísmicas entre los distintos elementos de la planta. Esto se debe a que el diafragma se deforma más que los elementos a los que debe transmitir las fuerzas, es por esto que en este caso, los elementos se verifican ya no por la fuerza que reciben en función de su rigidez, como es en el caso de los diafragmas rígidos, sino que ahora es producto del área de influencia que existe sobre ellos. Esto puede conducir a que los elementos tomen mayor o menor porcentaje de la fuerza sísmica total dependiendo de la rigidez del diafragma.

**Figura 47:** Diafragma rígido vs. flexible**Figura 48:** Fuerzas originadas por diafragma rígido en los elementos.**Figura 49:** Fuerzas originadas por diafragma flexible en los elementos.

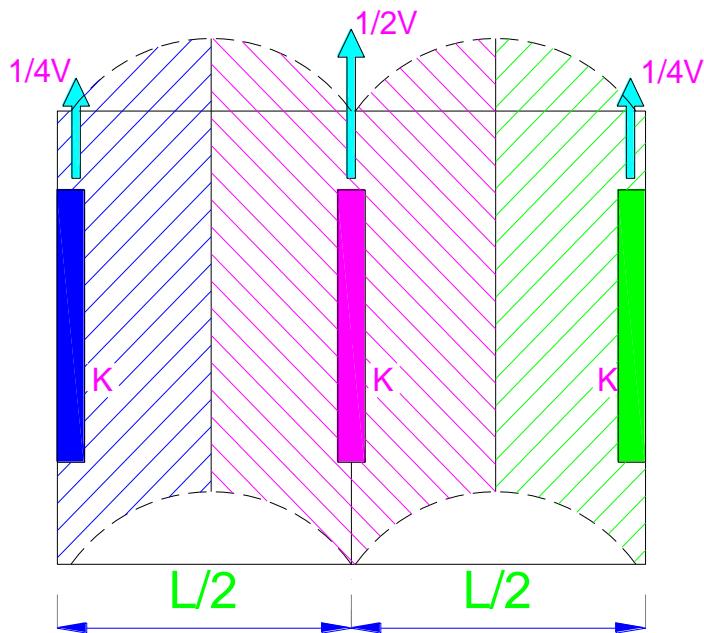


Figura 50: Áreas de influencia para los elementos en diafragma flexible..

11. IRREGULARIDADES

El reglamento vigente (INPRES CIRSOC 103-PARTE I-2013 y adenda 2018) indican que se debe verificar la regularidad estructural en planta y en altura. La regularidad estructural en planta que plantea el reglamento es una forma de controlar los giros de la planta y lo hace mediante la cuantificación de desplazamientos y distorsiones en las esquinas del rectángulo que circumscribe a la planta. Mediante la cuantificación del factor de regularidad estructural, se “premian” los buenos diseños estructurales colocando valores reducidos, y en algunos casos nulos, de excentricidades accidentales para la verificación de los elementos.

La forma de cuantificar la regularidad estructural en planta comienza colocando un peine de fuerzas con la distribución que corresponda desplazado una distancia de $\pm 0.05L$ del CM en cada piso. Esto se debe a que se podrían colocar elementos de rigidez alrededor del CM cumpliendo con el área mínima y sin excentricidad pero que no tendrían la capacidad de controlar los giros de la planta. Con el peine de fuerzas (en dirección X con excentricidad positiva y negativa y en dirección Y, con excentricidad positiva y negativa, es decir 4 estados de carga) se calculan los desplazamientos en los bordes de la planta y las distorsiones de entrepiso (cabe aclarar que para acción sísmica en dirección X se miden solamente desplazamientos en X y para acción en dirección Y solo desplazamientos en Y). Luego se calcula el promedio de estas distorsiones para cada estado de carga y la relación entre la máxima y el promedio, generando así el factor de regularidad en planta.

La figura 51 muestra este concepto.

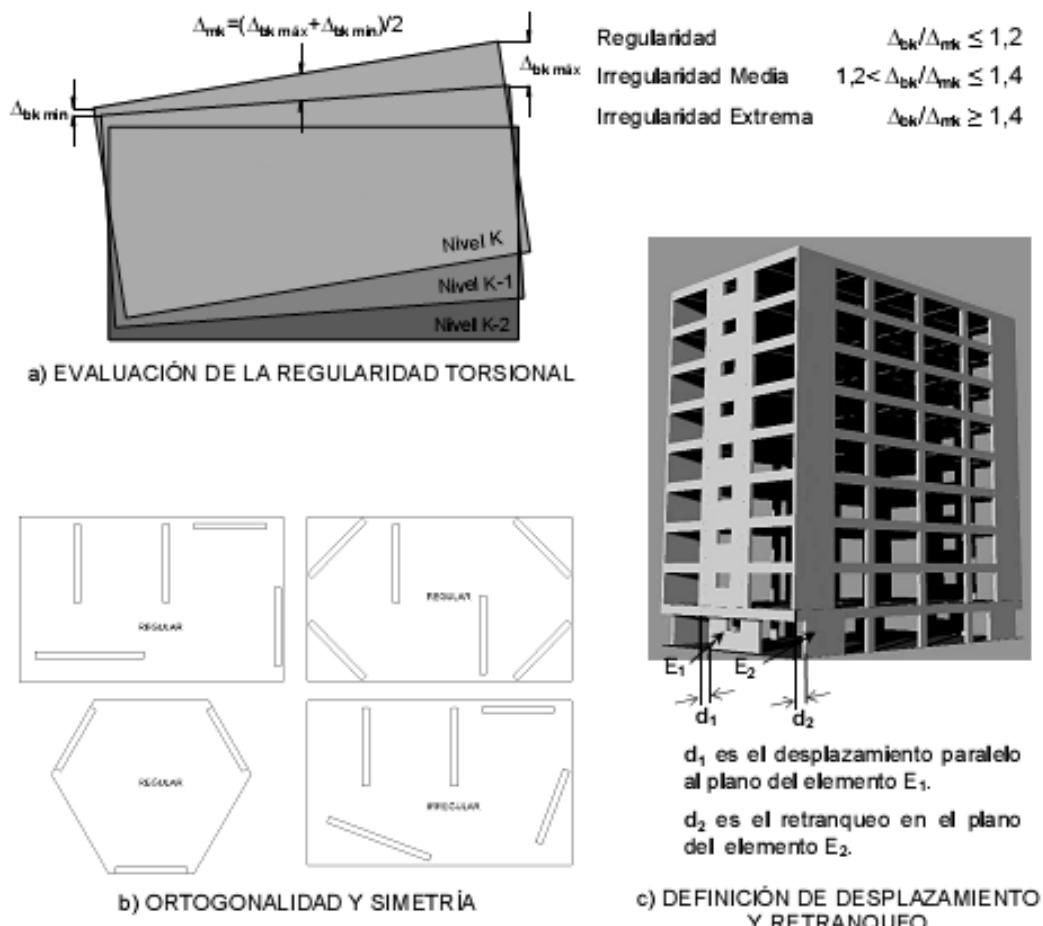


Figura 51: Regularidad estructural en planta.

El valor de regularidad indica que se debe hacer con la estructura. Por ejemplo, para valores menores a 1.2 el reglamento indica que no es necesario aplicar ninguna excentricidad accidental para analizar el sistema. Valores comprendidos entre 1.2 y 1.4 exigen excentricidades de 0.05L y valores mayores a 1.4 pueden conducir a estructuras con excentricidad accidental de hasta 0.15L (para edificios menores a 3 niveles y grupo B) o rediseñar la estructura para mejorar el comportamiento (edificios de mas de 3 niveles o grupos A y A0). La figura 52 muestra la tabla que identifica cada caso en estudio.

Tabla 2.3. Condiciones de regularidad en planta

CONDICIONES		Ver Sección
1a	Son estructuras torsionalmente regulares o con irregularidad torsional baja cuando en todos los niveles o masas se cumple: $\Delta_{bk} / \Delta_{mk} \leq 1,2$	
1b	Son estructuras con irregularidad torsional media cuando en algún nivel o masa se cumple: $1,2 < \Delta_{bk} / \Delta_{mk} \leq 1,4$	
1c	Son estructuras con irregularidad torsional extrema cuando en algún nivel o masa se cumple: $\Delta_{bk} / \Delta_{mk} \geq 1,4$	2.6.3- a)
2a	Son estructuras regulares cuando los elementos resistentes para acción sísmica son continuos en altura y el esfuerzo se mantiene en un único plano vertical	
2b	Son estructuras irregulares todos los casos no incluidos en 2a	2.6.3- b)
3a	Son estructuras regulares los sistemas formados por elementos perpendiculares o con doble simetría	3.2
3b	Son estructuras irregulares todos los casos no incluidos en 3a	3.2.
4a	Son estructuras regulares de esquinas entrantes cuando la proyección de la planta se extiende más allá de la esquina entrante una longitud menor al 15% de las dimensiones de la planta en las direcciones de análisis	
4b	Son estructuras irregulares de esquinas entrantes todas aquéllas no incluidas en 4a	2.6.3. e)

Figura 52: Condiciones de Regularidad estructural en planta.

Respecto a la regularidad estructural en altura sucede algo similar, el reglamento trata de limitar las discontinuidades estructurales y cambios bruscos de rigidez y masas de un piso a otro para evitar comportamientos no deseados en los elementos de transición. La figura 53 muestra los casos considerados y la figura 54 una tabla con las condiciones generales.

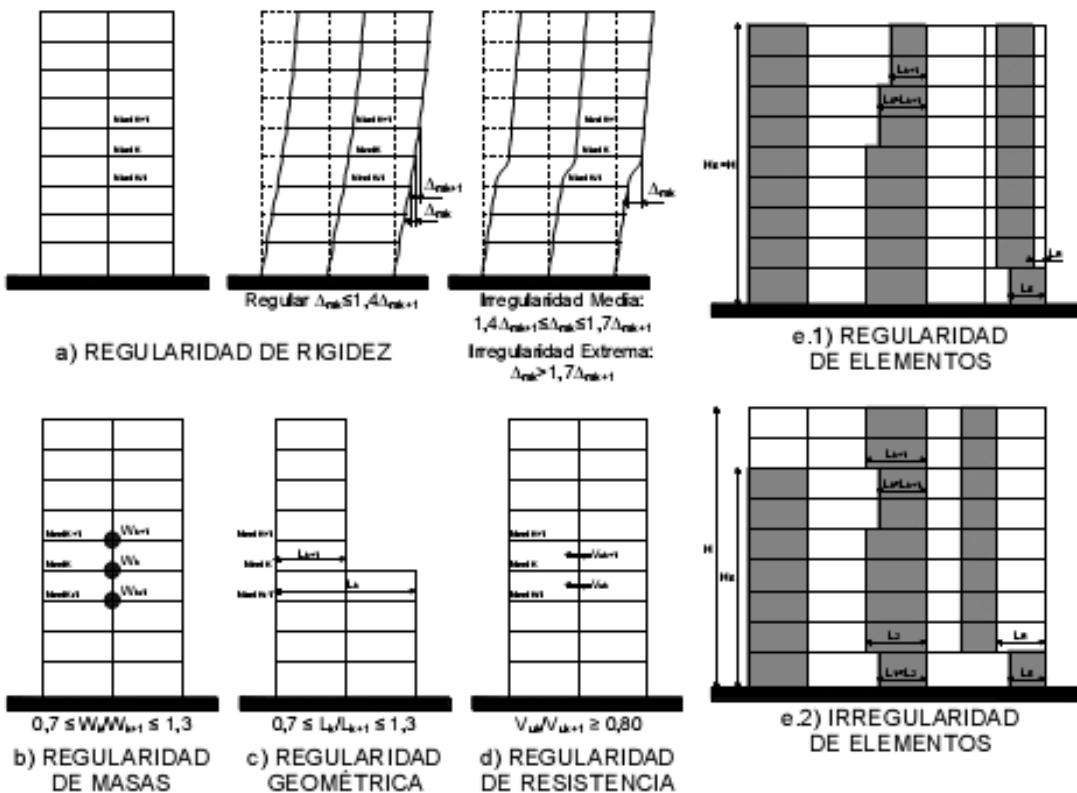
**Figura 53:** Regularidad en altura

Tabla 2.4. Condiciones de regularidad en altura

CONDICIONES		Ver Sección
1a	Son estructuras regulares o con irregularidad baja en rigidez cuando en todos los niveles o masas se cumple: $\Delta_{mk} \leq 1,4\Delta_{mk+1}$	
1b	Son estructuras con irregularidad de rigidez media cuando en algún nivel se cumple: $1,4\Delta_{mk+1} < \Delta_{mk} \leq 1,7\Delta_{mk+1}$	
1c	Son estructuras con irregularidad de rigidez extrema cuando en algún nivel se cumple: $1,7\Delta_{mk+1} \leq \Delta_{mk}$	2.6.3- a)
2	Son estructuras con regularidad de masas cuando las masas de cada nivel varían menos de 30% respecto de los niveles adyacentes (1)	2.7.2.
3	Son estructuras con regularidad geométrica cuando en todos los niveles la dimensión horizontal del sistema resistente varía menos del 30% respecto de los niveles adyacentes	
4a	Son estructuras regulares cuando los elementos verticales son continuos en altura o los retranqueos en su plano son inferiores a la longitud del elemento. Las dimensiones de los componentes son constantes o crecientes hacia abajo	
4b	Son estructuras irregulares todos los casos no incluidos en 4a	2.6.3- b) 2.6.3- c)
5a	Son estructuras regulares en resistencia cuando en todos los niveles la resistencia lateral es superior al 80% de la resistencia del nivel inmediato superior	2.6.3.d)
5b	Son estructuras irregulares todos los casos no incluidos en 5a (piso débil)	2.6.3.a) 2.6.3.d)

Figura 54: Condiciones de Regularidad en altura

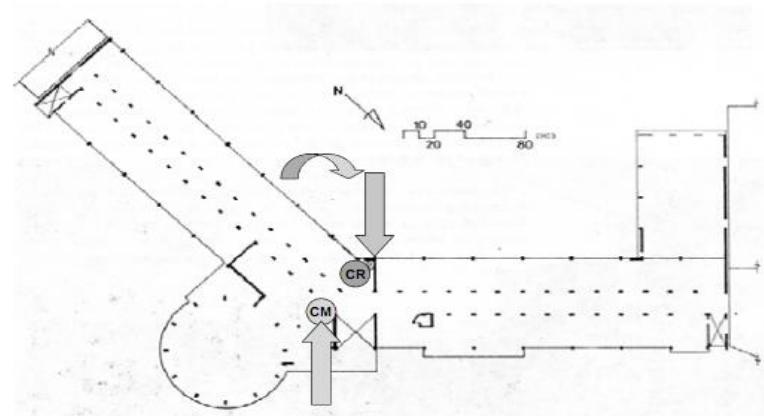
Finalmente, las exigencias a cumplir en cada caso quedan detalladas a continuación (extracto del reglamento IC103-I02013)

2.6.3. Exigencias adicionales a las construcciones irregulares

- a) Se debe rediseñar la estructura para reducir la irregularidad en las construcciones y zonas indicadas en 8.3.1.1.
- b) Los componentes que soportan elementos discontinuos deben diseñarse para las solicitudes que resultan de agotar la capacidad de los elementos interrumpidos (ver 8.3.1.2.)
- c) Se debe verificar la transferencia de esfuerzos entre el elemento interrumpido y él o los elementos que reciben los esfuerzos (ver 8.3.1.3.)
- d) La resistencia del piso se evalúa según 8.3.1.4
- e) Se deben verificar la rigidez y la resistencia de los diafragmas

CASOS COMUNES DE IRREGULARIDADES

IRREGULARIDADES DE ENTREPISOS. JUNTAS



IRREGULARIDADES DE ENTREPISOS. JUNTAS

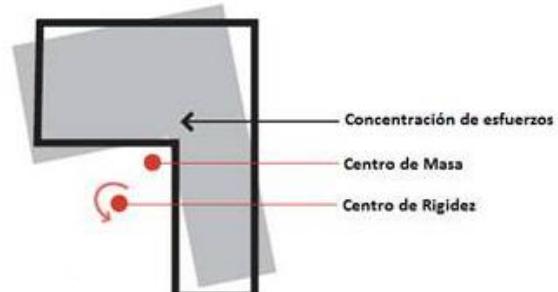
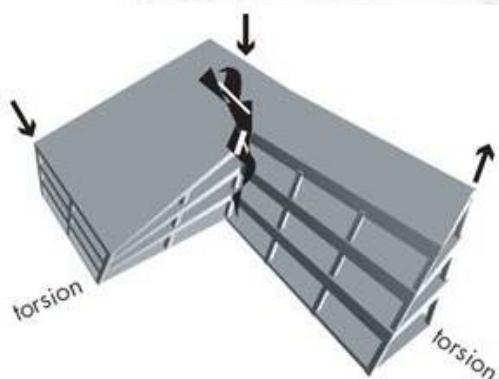
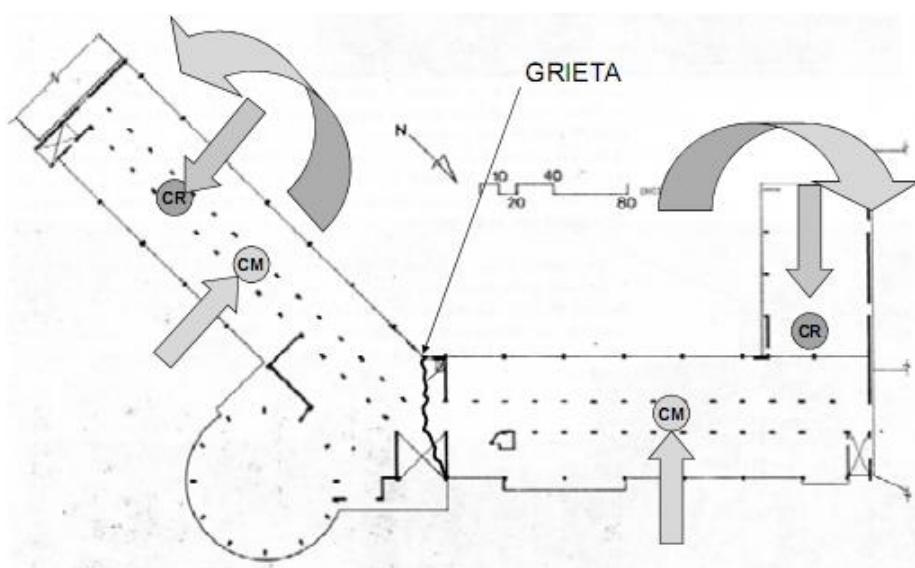


Figura 7.
Torsión

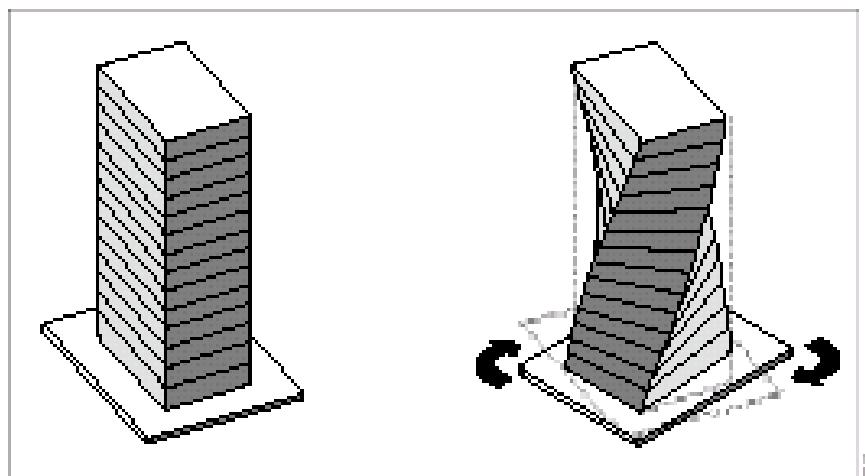
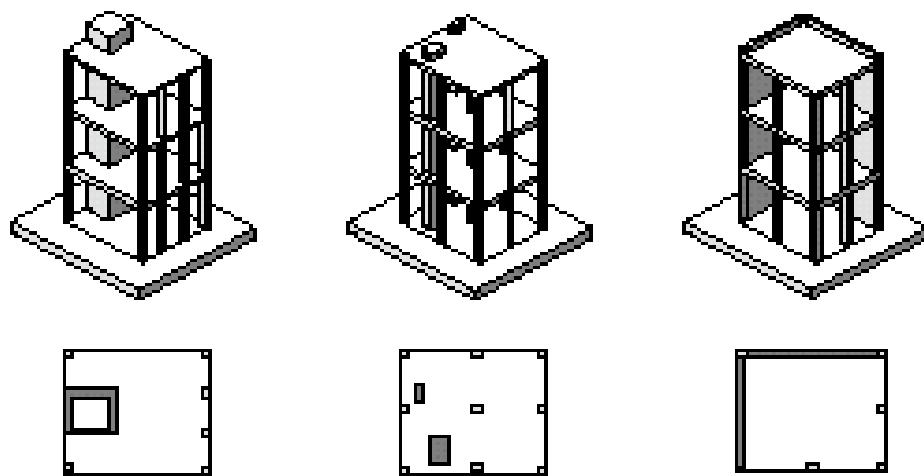
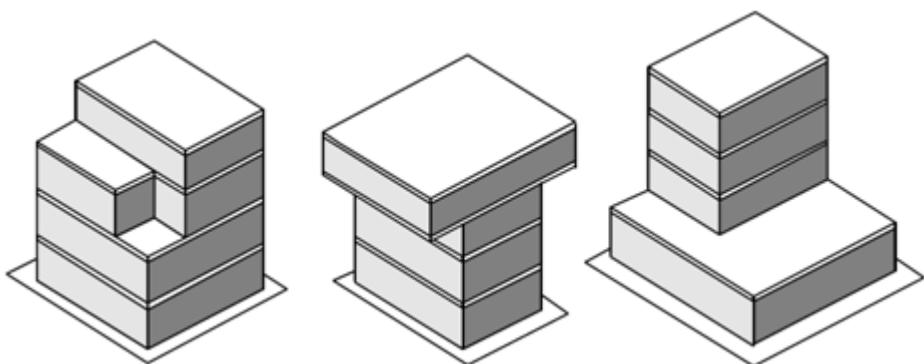
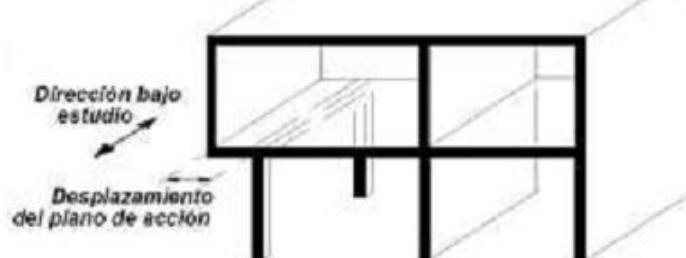
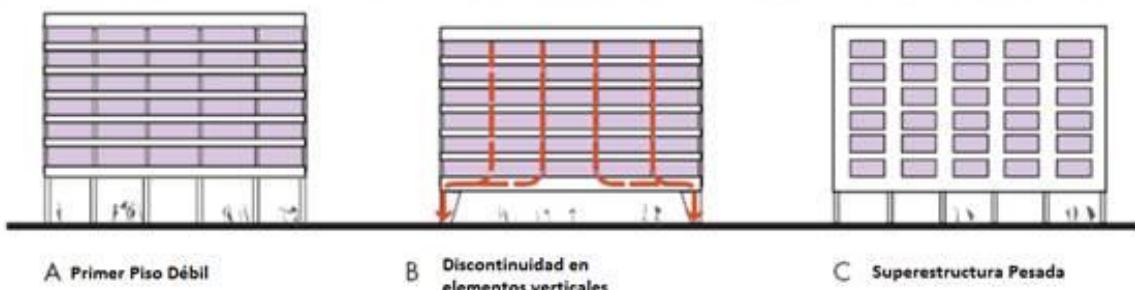
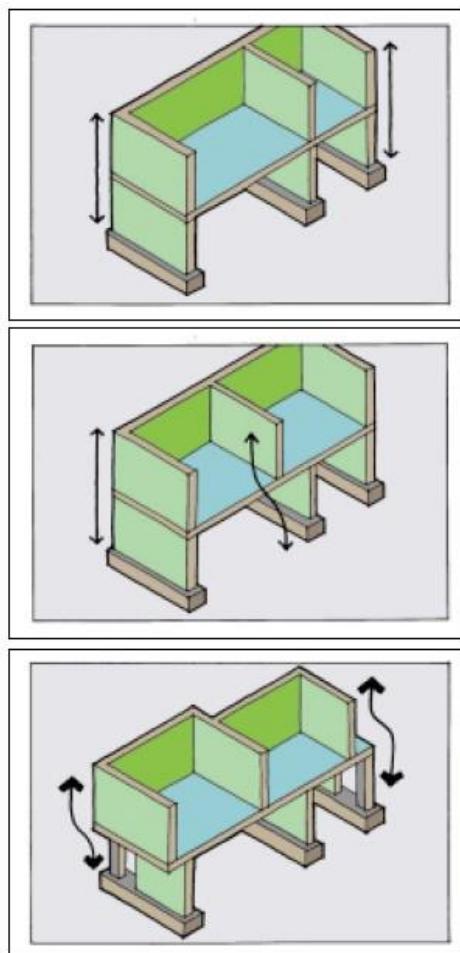


Figura 8.
Torsión por muros asimétricos

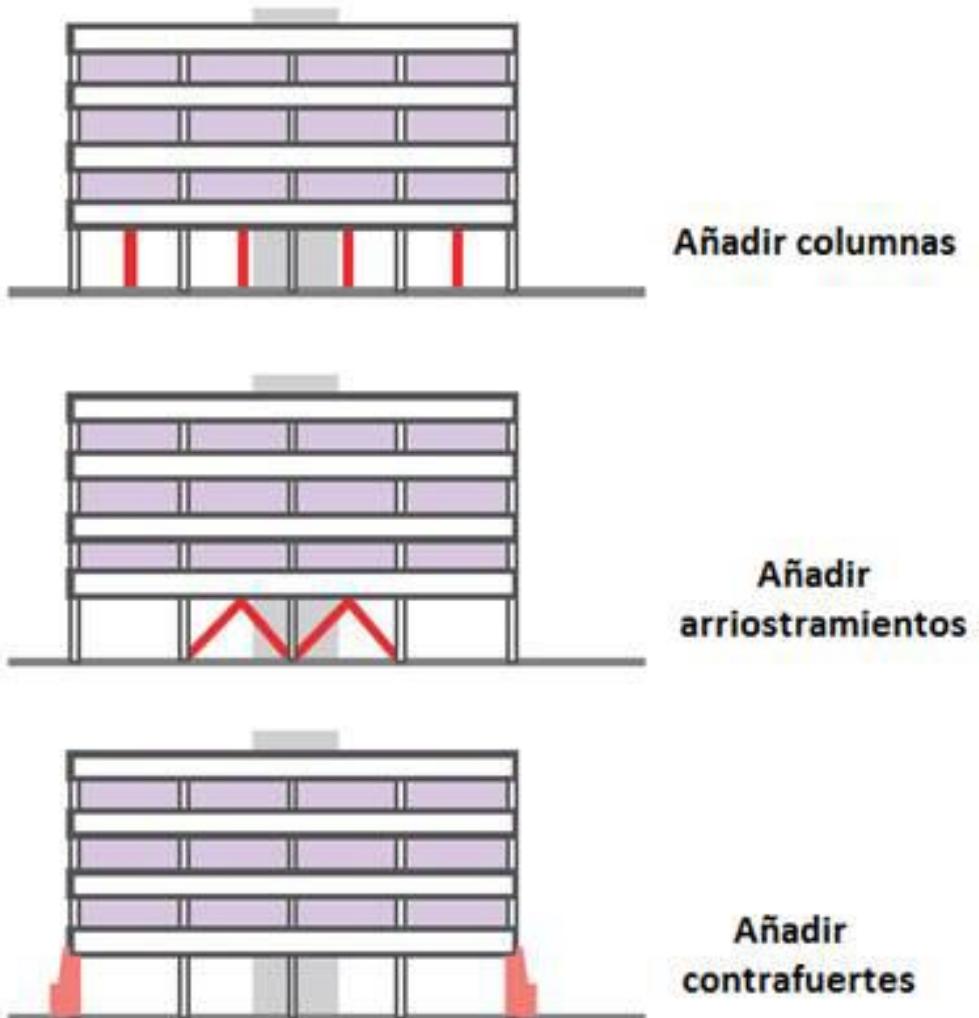


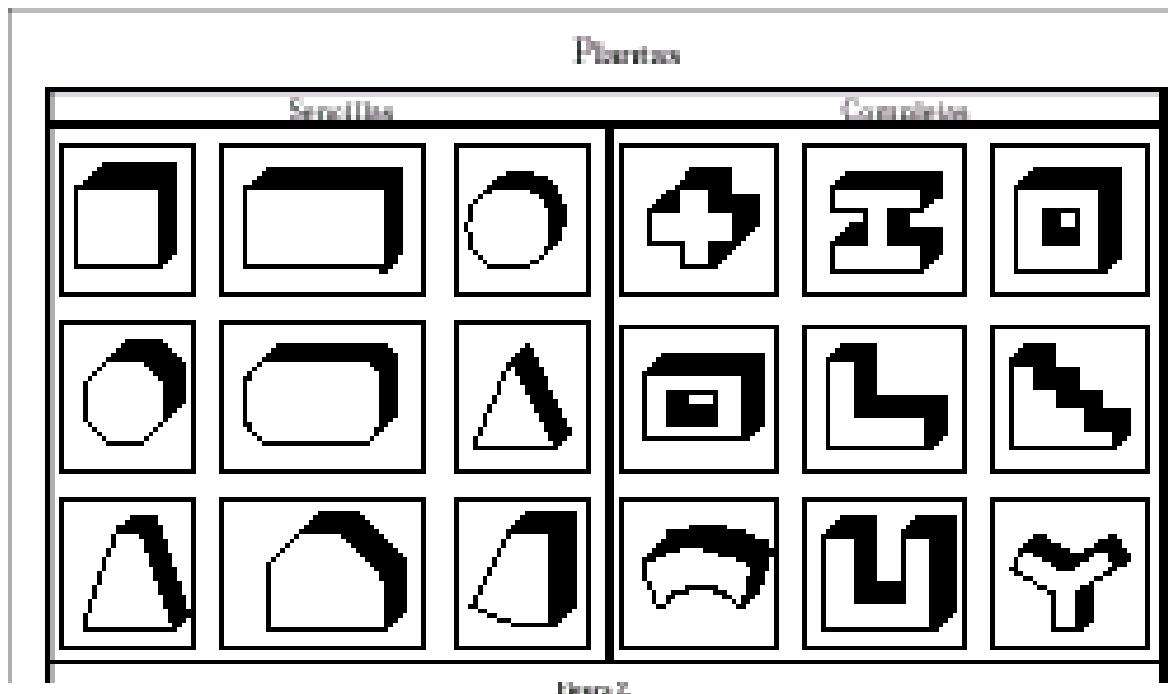
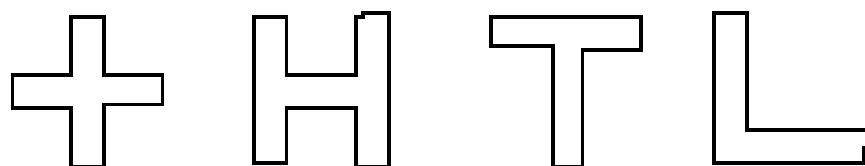
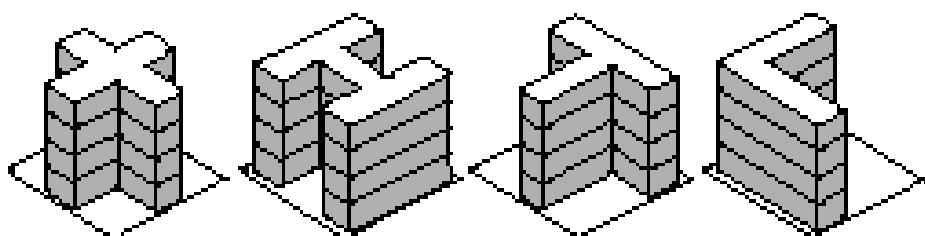
Efectos de la torsión y la configuración en planta

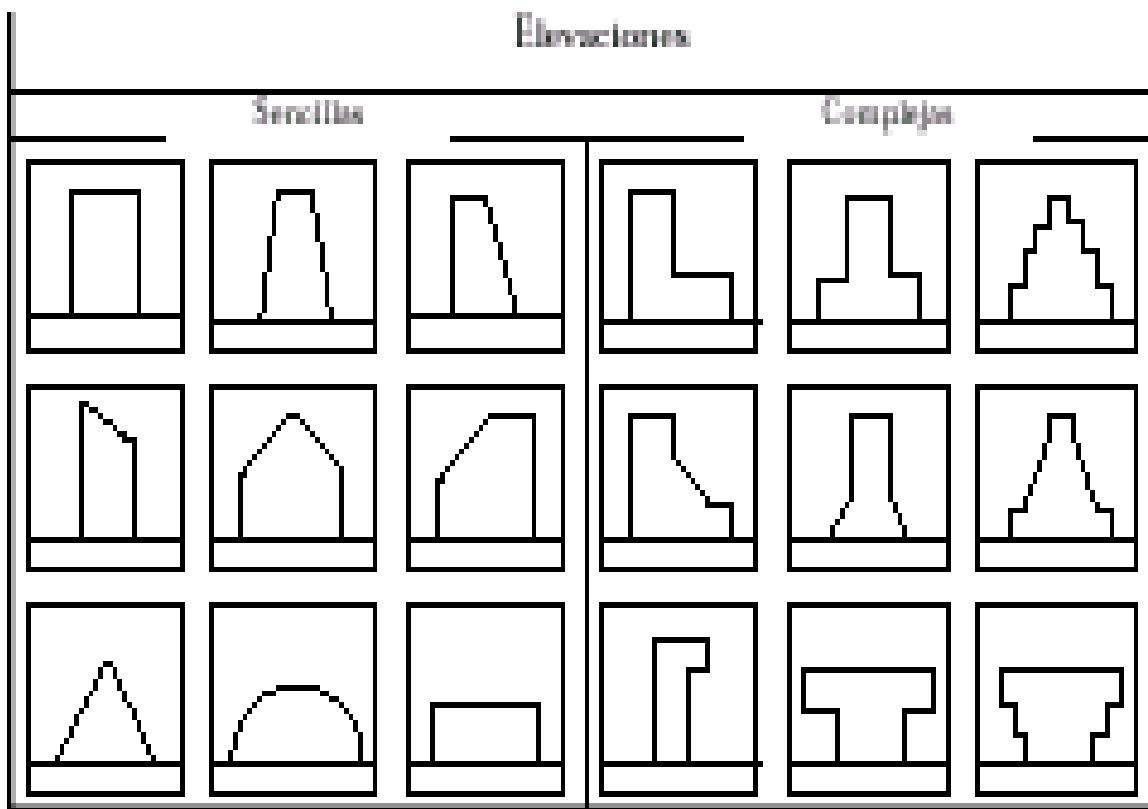
DISCONTINUIDADES-CAMBIOS BRUSCOS DE SECCIÓN**DISCONTINUIDADES-ELIMINACIÓN DE ESTRUCTURA EN PLANTA BAJA**

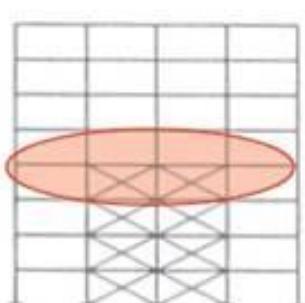
DISCONTINUIDADES – FALTA DE CONTINUIDAD VERTICAL DE LA ESTRUCTURA RESISTENTE

DISCONTINUIDADES-ELIMINACIÓN DE ESTRUCTURA EN PLANTA BAJA POSIBLES SOLUCIONES

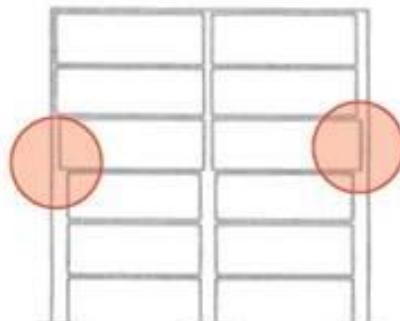


IRREGULARIDADES EN PLANTA**TIPOS DE PLANTAS:** Izquierda: Sencillas / Derecha: ComplejasFigura 2.
Formas de la planta

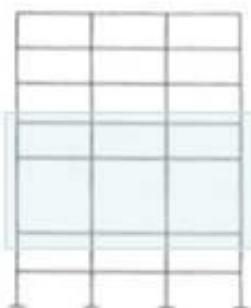
IRREGULARIDADES EN ALTURA**ELEVACIONES:** Izquierda: Sencillas / Derecha: Complejas

DISCONTINUIDAD ESTRUCTURAL

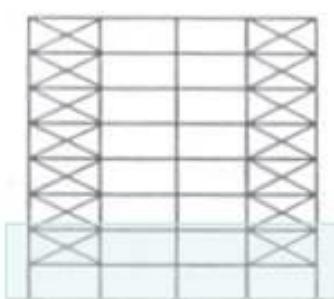
a) Interrupción de elementos muy rígidos.



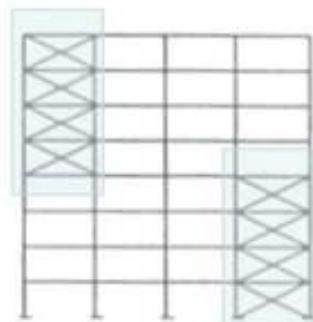
b) Reducción brusca de tamaño de columnas.



c) Diferencia drástica de altura de columnas.



d) Planta baja débil.



e) Cambio de posición de elementos rígidos.

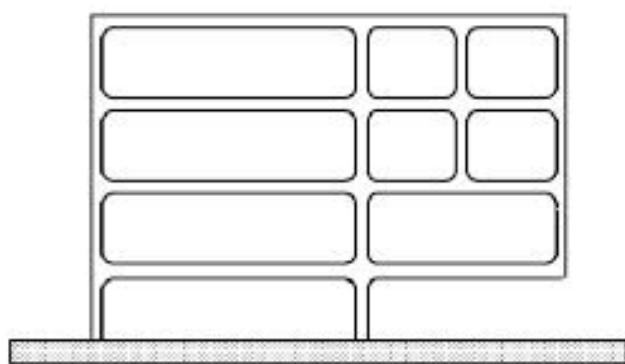
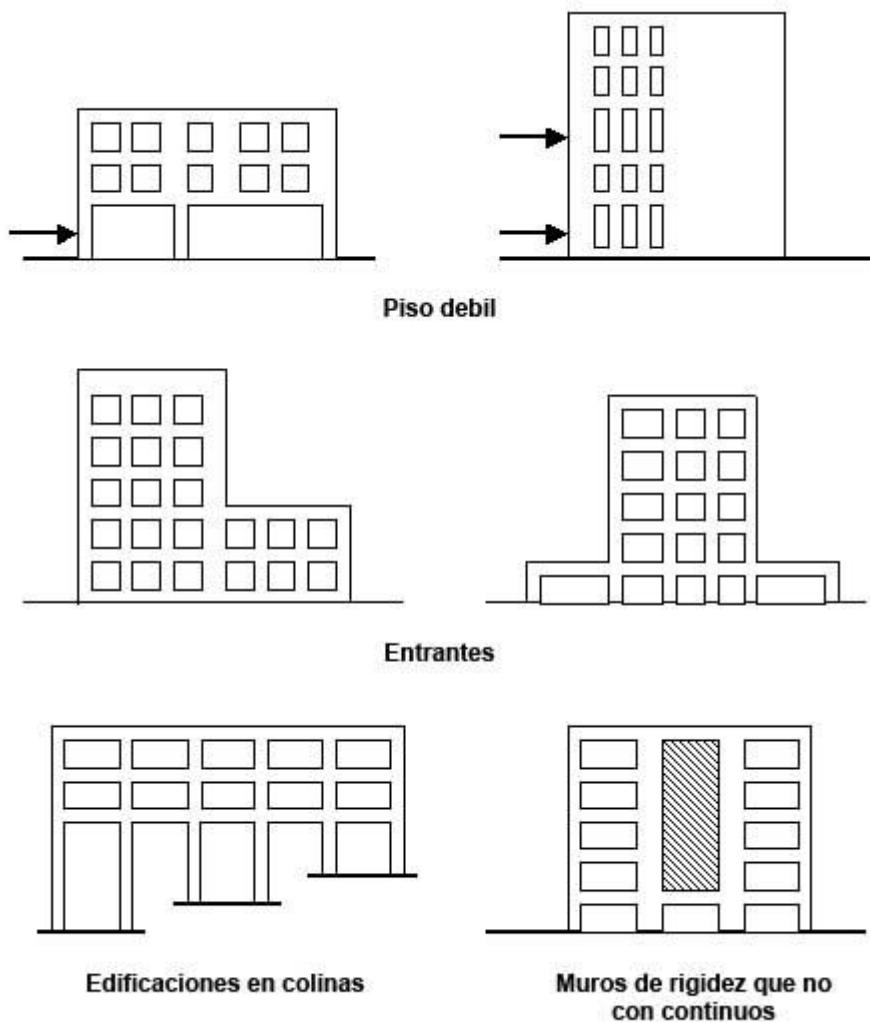
DISCONTINUIDAD EN PLANTA BAJA

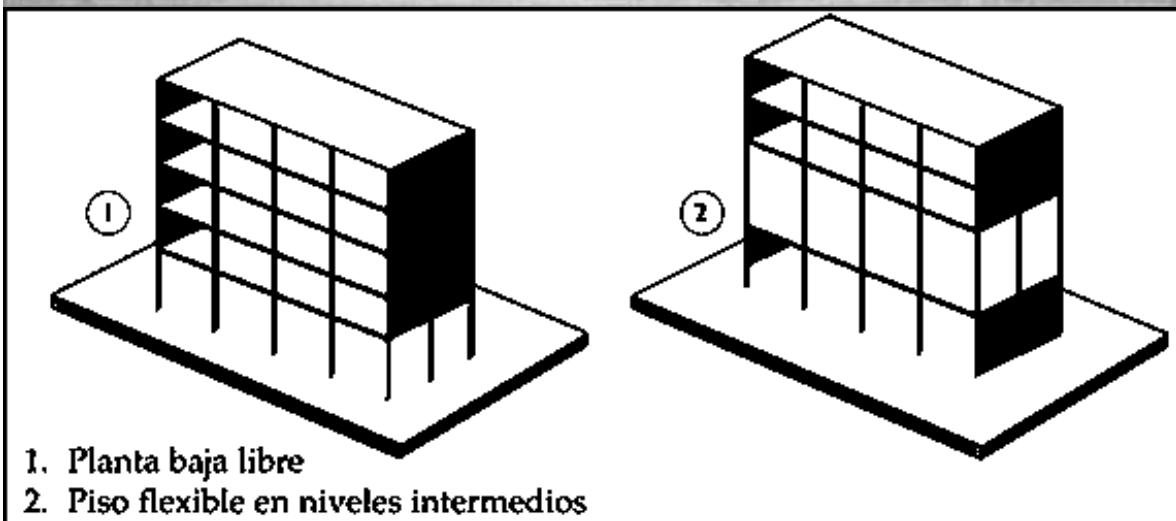
Figura 18. Ejemplos de discontinuidad vertical

DISCONTINUIDADES E IRREGULARIDADES EN ALTURA

PISO DEBIL - FALTA DE ESTRUCTURA EN PLANTA BAJA

Fig. 4. Formación de rótulas y colapso de edificios con piso blando.



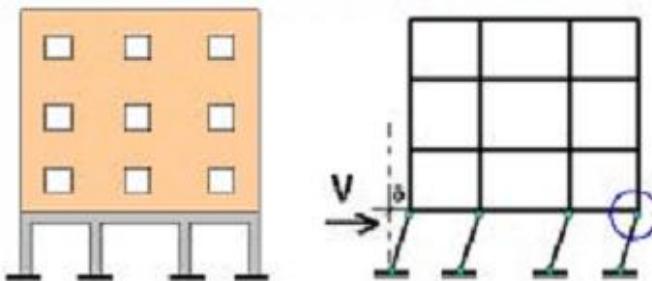








MECANISMO DE PLANTA DEBIL

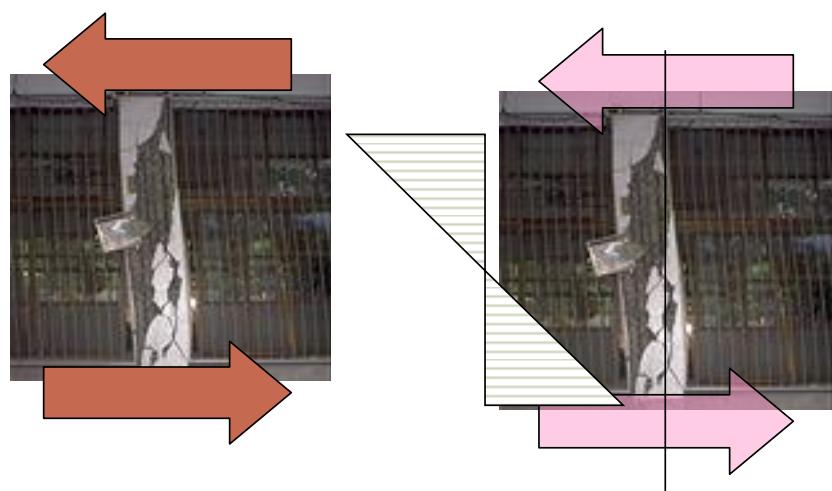
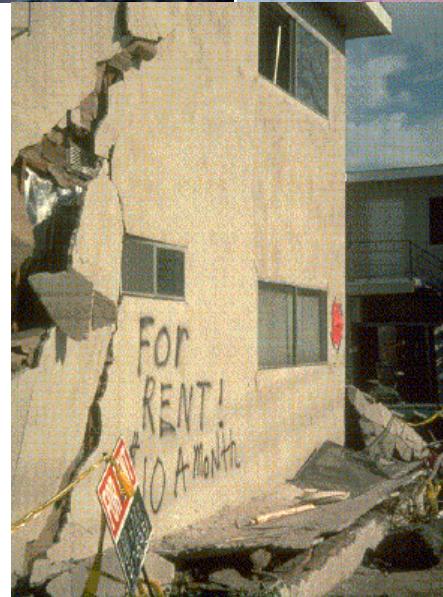


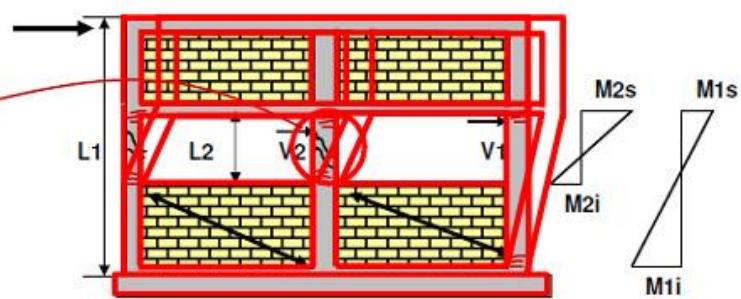
TABIQUES DISCONTINUOS

COLINDANCIA

Ambos edificios poseían la misma altura.



COLUMNA CORTA



VOLADIZOS SI O VOLADIZOS NO?

PARA CARGAS VERTICALES: SI SE RESPETAN LAS DIMENSIONES MINIMAS DE LOS ELEMENTOS NO HAY PROBLEMA!

PARA CARGAS HORIZONTALES: SI SE CUMPLE LA REGULARIDAD NO HAY PROBLEMA!

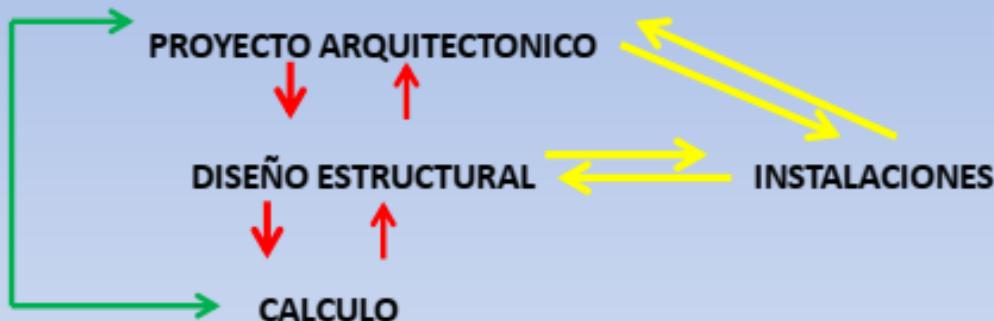


ASPECTOS REGLAMENTARIOS

Tabla 5.1. Factores de comportamiento

Mater.	Nº	Tipo Estructural	R	C _d	Q _o
Estructuras de hormigón armado	1	Tabiques aislados y acoplados (a)	$R=(3A+5)/z$ $5/z \leq R \leq 7$	R	2,5
	2	Pórticos con ductilidad completa (b), (c)	7	5,5	3
	3	Sistema dual Pórtico-Tabique	6	5	2,5
	4	Estructuras con diagonales concéntricas (d)	4	4	2,5
	5	Estructuras rigidizadas con diagonales excéntricas	6	4	2,5
	6	Columnas en voladizo	2,5	2,5	1,5
	7	Estructura con ductilidad limitada (b)	3,5	3,5	2,5
mampostería	Ladrillos Cerámicos Macizos				
	8	Encadenada simple	3	2,3	2,5
	9	Encadenada armada	3,5	2,5	2,5
	10	Reforzada con armadura distribuida	4	3	2,5
	11	Sin encadenados	1,5	2	2
Bloques Huecos Portantes Cerámicos					

EL PROCESO DE DISEÑO ESTRUCTURAL NO ES LINEAL!!!!



•Evitar pérdida de vidas humanas

ANEXO

LISTA DE GRANDES TERREMOTOS OCURRIDOS.

Nº	Ubicación	Fecha	Magnitud
1	Chile	22/05/1960	9.5
2	Alaska	28/03/1964	9.2
3	Norte de Sumatra, costa oeste	26/12/2004	9.1
4	Japón, cerca de la costa este de Honshu	11/03/2011	9.0
5	Kamchatka	01/11/1952	9.0
6	Chile, Maule (off shore)	27/10/2010	8.8
7	Ecuador, costa	31/01/1906	8.8
8	Alaska, Islas Rat	04/02/1965	8.7
9	Indonesia, Norte de Sumatra	28/03/2005	8.6
10	Tibet, Assam	15/08/1950	8.6