



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE
MÉXICO**

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES ARAGÓN.

**ESTACION SISMOLOGICA DE LA
FES ARAGON**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO CIVIL

PRESENTA:

JORGE LUIS PÉREZ VALDOVINOS

TUTOR:

ING. RICARDO HERAS CRUZ

SAN JUAN DE ARAGÓN, ESTADO DE MÉXICO, AGOSTO DEL 2011





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

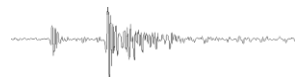
DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

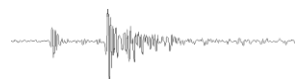
El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

INDICE

OBJETIVO.	4
INTRODUCCION.	5
1 ANTECEDENTES.	9
2 FUNDAMENTOS DE SISMOLOGIA.	11
2.1 Placas Tectónicas	11
2.2 Bordes de placas	14
2.3 Teoría del rebote elástico	16
2.4 Tipos de fallas geológicas	16
2.5 Clasificación de las fallas según su actividad	18
2.6 Parámetros de los sismos.....	19
2.7 Tipos de ondas sísmicas	19
2.8 Propagación de las ondas.....	21
2.9 Registro de las ondas sísmicas	23
2.10 Contenido de frecuencias y duración del movimiento	25
2.11 Foco y Epicentro.....	26
2.12 Profundidad de los focos.....	27
2.13 Localización instrumental de los focos	27
2.14 Ocurrencia y secuencia de los sismos	28
2.15 Magnitud y Energía sísmica.....	29
2.16 Momento sísmico y caída de esfuerzos	31
2.17 Intensidad del movimiento sísmico y Parámetros de intensidad	31
2.18 Escala de intensidad de Mercalli (modificada)	32
2.19 Isosistas y atenuación de intensidad	34
2.20 Aceleración.....	34
2.21 Fenómenos de amplificación	35
2.22 Condiciones de topografía	36
2.23 Instrumentación sísmica en México	37
2.24 Instrumentos de Registro.....	38
2.25 Redes de observación sísmica en México	38



2.26	Sistema de alerta sísmica	41
2.27	Red de información sísmica del Centro Nacional de Prevención y Desastres (cenapred).....	42
2.28	Sub-red Acapulco-México	42
2.29	Sub-red de la Cd. de México	42
2.30	Riesgo sísmico	43
2.31	Definición de riesgo sísmico desde el punto de vista estructural.....	44
2.32	Regionalización sísmica.....	44
2.33	Efectos locales y microzonificación.....	46
2.34	Brecha sísmica de Guerrero	47
2.35	Registros sísmicos y acelerograma	48
2.36	Peligro sísmico.....	49
3	ELEMENTOS BASICOS DE DINAMICA ESTRUCTURAL	51
3.1	Conceptos básicos de dinámica estructural.....	51
3.2	Tipos de excitación dinámica	53
3.3	La vibración	55
3.4	Ecuaciones del movimiento	57
3.5	Oscilaciones libres.....	62
3.6	Sistema lineal de un grado de libertad	64
3.7	Sistemas inelásticos	70
4	REGISTROS SISMOGRAFICOS.....	71
4.1	Registros de ruido sísmico ambiental	72
4.2	Registros de eventos sísmicos.....	73
5	INTERPRETACION DE SISMOGRAMAS.....	88
5.1	Análisis de sismos.....	88
	CONCLUSIONES.....	100
	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	101



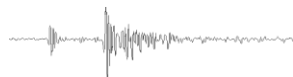
OBJETIVO.

El propósito de la presente obra es plasmar y describir las actividades realizadas en la estación sismológica Triaxial de la FES Aragón, donde se registran sismos locales, regionales, ruido sísmico y en algunos casos sismos lejanos o tele-sismos, complementando y apoyándose de la difusión de organizaciones dedicadas al registro sísmico.

Los objetivos de esta estación son:

- Obtener registros digitales de eventos sísmicos.
- Determinar algunas características espectrales.
- Difundir la sismología con otras entidades participantes.

Así mismo se exponen los conceptos de la sismología e ingeniería sísmica de manera general y en forma clara.



INTRODUCCION.

Para poder lograr el objetivo de esta obra es necesario comenzar con un poco de historia de la sismología y para nuestro caso de cómo se desarrolló en México.

El desarrollo de la sismología en México podemos describirlo en dos etapas.

Una primera etapa, que consiste en descripciones y reportes de los efectos y los daños causados por importantes sismos históricos. Las descripciones de sismos en el pasado constituyen un rico acervo bibliográfico de gran utilidad para la sismología moderna, ya que nos permite identificar, por medio de los daños reportados, los epicentros de sismos importantes en el pasado histórico y cotejar esa información con sismos más recientes. Esto permite identificar fallas activas. Por otro lado el catálogo de sismos históricos de algunas regiones muestra varias veces un patrón recurrente de sismos importantes que permite estimar el potencial de las diferentes zonas sísmicas de nuestro país. Las primeras descripciones históricas de sismos en México datan de la época prehispánica. Los códices Vaticano Ríos, Aubin y Telleriano, por ejemplo, contienen referencias a grandes sismos y erupciones volcánicas de la época. Al sobrevenir la conquista de México, los conquistadores, procedentes de regiones asísmicas, se concretaron a hacer anotaciones de los efectos observados, sugiriendo interpretaciones de estos fenómenos según el pensamiento de la época. Así, poco después de la caída de la gran Tenochtitlán, el 1o. de abril de 1523 "como a las ocho de la noche se sintió en Oaxaca, Cañada y pueblos de la sierra un temblor". Este informe corresponde al primer terremoto del cual hacen mención los españoles a su llegada a México. La descripción es de Rodrigo Rangel, teniente de la Villa Rica, en carta fechada el 23 de mayo de aquel mismo año. Con el uso de la imprenta durante la época de la colonia, la ocurrencia de temblores se informa y describe en diarios personales, gacetas y periódicos. Asimismo, pensadores y naturalistas mexicanos como Joaquín Velázquez de León, Francisco Javier Clavijero y Bernardino de Sahagún reportan con detalle los efectos de varios sismos importantes tanto en la ciudad de México como en el resto del país. Sin embargo, la primera recopilación sistemática de sismos la realiza el naturalista mexicano Don Juan Orozco y Berra a finales del siglo XIX.

El catálogo de Orozco y Berra, publicado en 1887 por la sociedad Científica Antonio Alzate bajo el título "Efemérides Sísmicas Mexicanas", reúne reportes de sismos ocurridos en México desde mediados del siglo XV hasta finales del siglo XIX. A raíz del sismo del 19 de septiembre de 1985, investigadores del Centro de Investigación y Estudios Superiores de Antropología Social realizaron una cronología de sismos históricos en nuestro país desde la época precolombina hasta el fin de la colonia.

La segunda etapa del desarrollo de la sismología en nuestro país se presenta en una etapa instrumental, cuando se inicia la instalación de sismógrafos en el país, que data de principios del siglo XX.



Las observaciones instrumentales de sismos en nuestro país se inician durante la última década del siglo XIX, cuando se instala un sismógrafo tipo "Padre Secchi" en el Observatorio Meteorológico Central. Desgraciadamente, los sismogramas registrados por este temprano instrumento no fueron conservados. La participación de México en el desarrollo de la sismología moderna se inició propiamente el 1 de abril de 1904. En esta fecha se reunieron en Estrasburgo dieciocho países, entre ellos México, con el fin de formar la Asociación Sismológica Internacional. Los países firmantes de la Asociación se comprometían a instalar en su territorio nacional una red de instrumentos sismológicos que permitiría mejorar notablemente las localizaciones epicentrales e iniciar el estudio metódico de los sismos utilizando instrumentos modernos distribuidos en todo el mundo. Para cumplir con este compromiso internacional, el gobierno mexicano decretó la fundación del Servicio Sismológico Nacional el 5 de septiembre de 1910 como parte de las celebraciones del Primer Centenario de la Independencia Nacional. El Servicio Sismológico Nacional quedó adscrito al entonces Instituto Geológico Nacional, e inició la instalación de la Red Sismológica en los días previos al comienzo de la Revolución.



Fig. 1 Logotipo del servicio sismológico nacional.

El plan original preveía la instalación de 60 estaciones sismológicas a lo largo y ancho de la República Mexicana; la estrechez económica y las vicisitudes políticas de la época reduce el proyecto a sólo nueve estaciones sismológicas instaladas entre 1910 y 1923. El sismógrafo elegido fue el "Wiechert" de fabricación alemana, y la Red Nacional quedó inicialmente construida por una estación central instalada en Tacubaya, D.F. y estaciones foráneas en las ciudades de Oaxaca, Mazatlán, Mérida, Guadalajara, Monterrey y Zacatecas.





Fig. 2 Sismógrafo horizontal Wiechert de 1200 kilos 1910

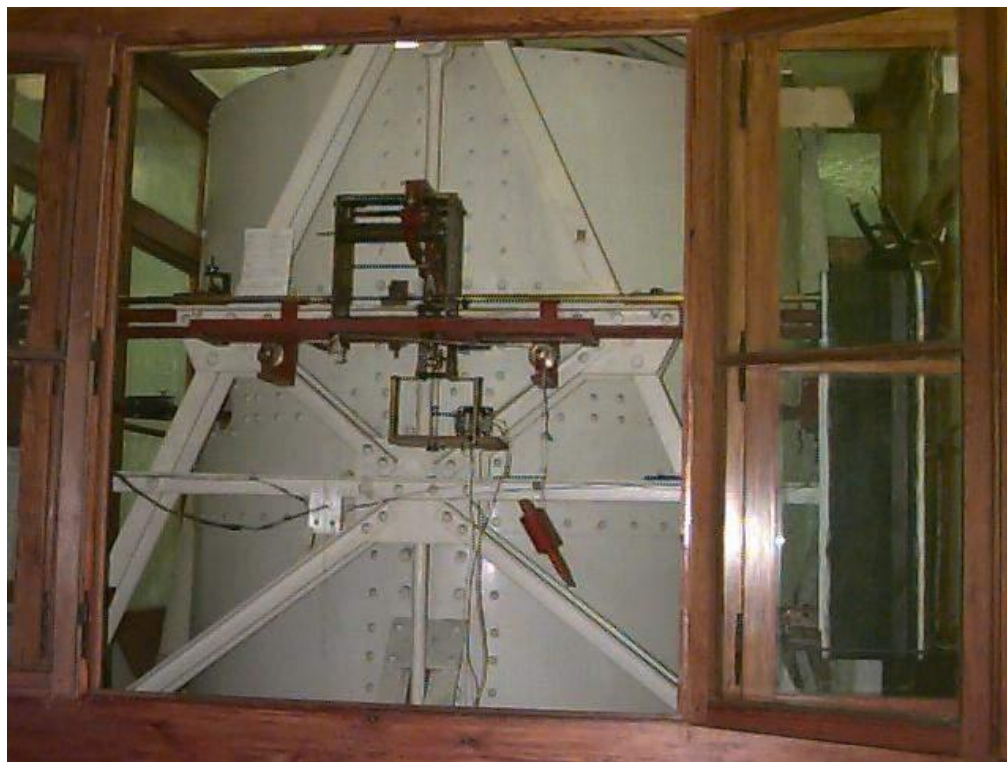
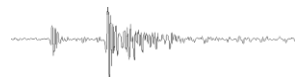


Fig. 3 Sismógrafo horizontal Wiechert de 17,000 kilos 1910

Los primeros estudios que se realizaron usando los datos generados por la red sismológica sirvieron para la elaboración de la primera carta sísmica de la República Mexicana por el Ing. Manuel Muñoz Lumbier en 1918. El Servicio Sismológico Nacional, a mediados de los años sesenta, inició la instalación de sismógrafos electromagnéticos más modernos. Paulatinamente, la red de sismógrafos del Servicio aumentó hasta alcanzar su número actual de



aproximadamente 25 instrumentos. La década de los 70's vio el desarrollo de nuevas redes sismológicas en el país. Estas nuevas redes no consisten ya en instrumentos sismológicos autónomos que graban en papel las señales sísmicas, sino que están estructuradas por sensores ligados por radio o microondas a un puesto central de grabación que registra directamente la información sismológica en una computadora digital, automatizando y acelerando notablemente el procesamiento de información. La Red Sísmica del Noroeste (RESNOR) a cargo del Centro de Investigación Científica y Estudios Superiores de Ensenada (CICESE) es una moderna red que cubre Baja California y las zonas aledañas al Mar de Cortés. En el centro del país, el Instituto de Ingeniería de la UNAM desarrolló SISMEX, y mantiene actualmente una red de 5 estaciones, diseñada primordialmente para monitorear la actividad sísmica cercana a la ciudad de México. Finalmente, la Red Sísmica de Apertura Continental (RESMAC) empieza a mediados de los años setenta a desarrollar una red de estaciones sismológicas cuya finalidad es la de cubrir el territorio nacional. A pesar de todos estos avances recientes, es evidente que el número de estaciones sismológicas de México es aún insuficiente para un país con la actividad sísmica y las dimensiones físicas del nuestro.

Para poder desarrollar este tema de tesis se trataron varios temas como el de la Sismología para ayudarnos a entender la importancia de que existan estas redes sísmicas así como a conocer el origen de varios sismos en nuestro país, teorías como la tectónica de placas y el rebote elástico dan una explicación de cómo ocurren los sismos de origen tectónico que por su frecuencia de ocurrencia y las magnitudes que pueden alcanzar son los únicos tratados en esta investigación. También se abordan temas relacionados con los parámetros de los sismos para lograr entender de cómo se registran y que contienen los sismogramas (registros de eventos sísmicos); como se miden en escalas de magnitud e intensidad.

Los conceptos básicos de la Dinámica Estructural que se muestran en esta obra complementan el uso y procesamiento que se le da a la información que contienen para aplicarse en la ingeniería civil específicamente en el análisis y diseño sísmico de estructuras.

Los registros sismográficos que se muestran en el capítulo 4 comprenden a los obtenidos en el año 2010 en la estación sismológica de la FES-Aragón así como su interpretación y procesamiento mencionado en el capítulo 5



1 ANTECEDENTES.

La red sismo-telemétrica del Valle de México (SISMEX) a cargo de la Coordinación de Ingeniería Sismológica Instituto de Ingeniería (UNAM) registra eventos sísmicos locales (dentro del valle o cuenca de México), regionales (de subducción del territorio nacional,) y distantes (mundiales con magnitud grande) con seis estaciones permanentes. Su operación se inicio desde 1973 y actualmente con registros digitales, con una computadora central que graba las señales en disco duro en el edificio 1 del Instituto de Ingeniería.

Con la adquisición de cinco sismógrafos con sensores digitales SARA de 4.5 acoplados a un digitalizador Mariotti de 24 bits, con el propósito de armar una red sismológica dentro del Valle de México complementaria a la red telemétrica SISMEX, que permitiera registrar eventos sísmicos aun inclusive dentro de un alto ruido de fondo producto de la actividad automotor y la proveniente de la amplificación o efecto de sitio local, dentro de un rango que cubriera el Distrito Federal (DF) y alrededores circundantes en el Estado de México (EDOMEX).

Con cinco estaciones sismológicas se pretende una cobertura azimutal y su ubicación para detectar eventos locales pequeños con los cual nos acercamos a la fuente sísmica para una mejor localización del epicentro, que también eran detectados por la telemetría de SISMEX en estaciones mas alejadas a esta red.

Esta red sismológica por sus características es la primera instalada dentro de la zona urbana donde abunda la actividad vibratoria artificial antropogénica, la cual es mayor en el día que en las noches. La calidad de las señales digitales se ha reflejado en este tipo de estaciones registrándose sismos locales pequeños y otros regionales y más alejados, dependiendo de la magnitud. Se detectaron con magnitud menor a 4 eventos locales y magnitudes igual o mayor a 4 los localizados enfrente a Guerrero (Acapulco) y Michoacán; con magnitudes mayores a 5.5 desde las costas de Colima, Oaxaca Chiapas y Veracruz, además de los de magnitud mayor a 6.0 desde Baja California en la falla de San Andrés (todos reportados por el Servicio Sismológico Nacional).

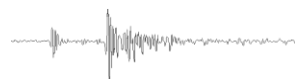




Fig. 4 Ubicación de las estaciones.

2 FUNDAMENTOS DE SISMOLOGIA.

Es obligación ética de los profesionales dedicados al campo de la construcción, arquitectos e ingenieros, concebir, diseñar y construir obras capaces de resistir la violenta sacudida del terreno producida por los terremotos y contribuir a través de su acción practica profesional, a reducir el impacto funesto que estos eventos naturales han causado a la humanidad.

Evitar el colapso y proteger la vida humana son objetivos primordiales pero no únicos; la reducción de daños debe ser igualmente una meta prioritaria, pues las perdidas materiales derivadas pueden ser muy cuantiosas y tener un efecto negativo sobre la sociedad y la economía de un país. Para lograr estos propósitos, es fundamental conocer donde y porque se originan los sismos y cuales son las características de movimiento del terreno.

2.1 Placas Tectónicas

En 1968 se unieron los conceptos de deriva continental y expansión del fondo oceánico en una teoría mucho mas completa conocida como tectónica de placas. La tectónica de placas puede definirse como una teoría compuesta por una gran variedad de ideas que explican el movimiento observado de la capa externa de la Tierra por medio de los mecanismos de subducción y de expansión del fondo oceánico, que a su vez, generan los principales rasgos geológicos de la Tierra, entre ellos los continentes, las montañas y las cuencas oceánicas.

Según el modelo de la tectónica de placas, el manto superior, junto con la corteza subyacente, se comportan como una capa fuerte y rígida, conocida como litosfera, que esta rota en fragmentos denominados placas, estas placas son mas delgadas en los océanos, donde su grosor puede variar entre unos pocos kilómetros en las dorsales oceánicas y 100 kilómetros en las cuenca oceánicas profundas. La litosfera se encuentra en una región más dúctil del manto, conocida como la atenosfera. El régimen de presión y temperatura de la atenosfera superior es tal que las rocas que allí se encuentran se aproximan mucho a sus temperaturas de fusión, lo que provoca una zona muy dúctil que permite la separación efectiva de la litosfera de las capas inferiores. Así, la roca poco resistente que se encuentra dentro de la atenosfera superior permite el movimiento de la capa externa rígida de la Tierra.

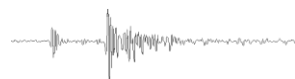
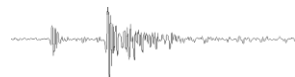




Fig. 5 Capas de la tierra.

Se reconocen 7 placas principales, que se mueven con respecto a las otras y cambian continuamente de tamaño y forma y son las siguientes:

1. Placa Norteamericana.
2. Sudamericana
3. La del Pacífico.
4. La Africana
5. La Euroasiática
6. La Australiana
7. La Antártica.



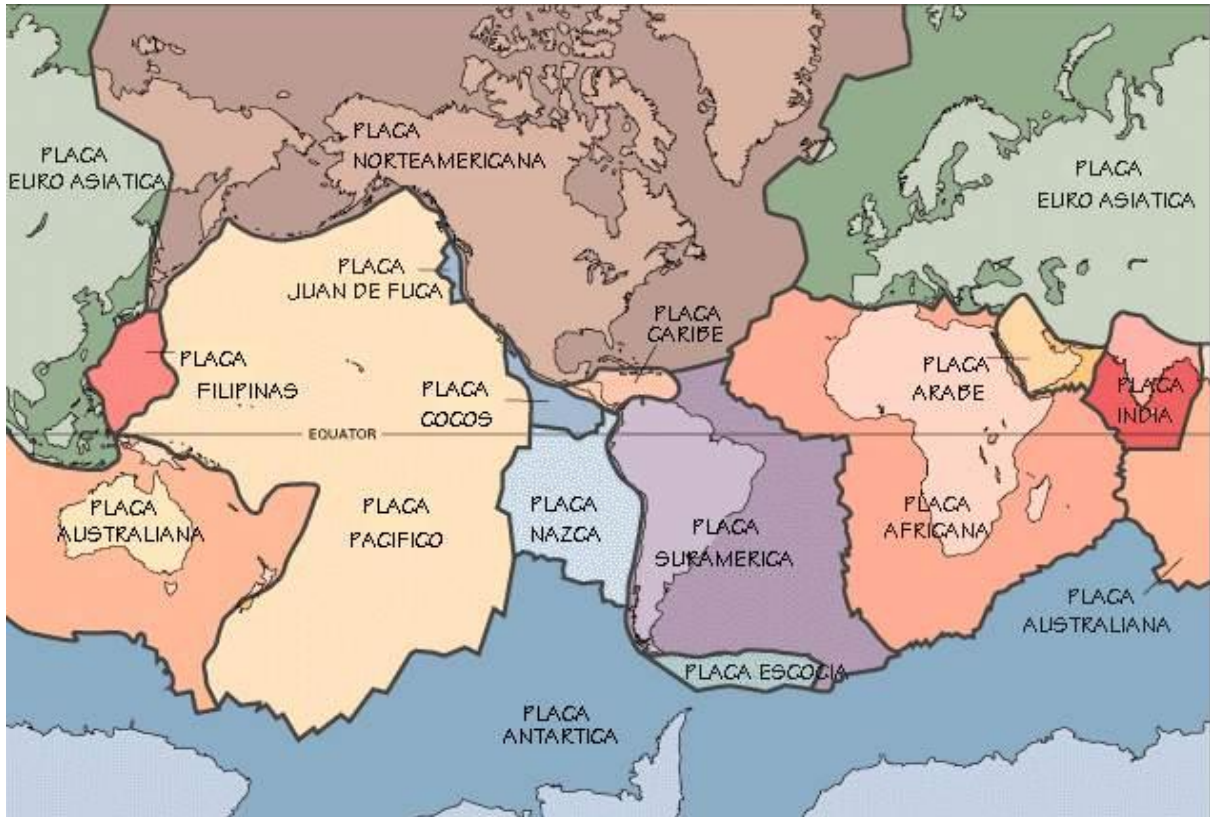


Fig. 6 Placas tectónicas

Uno de los principales fundamentos de la teoría de la tectónica de placas, es que las placas se mueven como unidades coherentes en relación con todas las demás placas. A medida que se mueven las placas, la distancia entre dos puntos situados sobre la misma placa permanece relativamente constante, mientras que la distancia entre puntos situados sobre placas distintas, cambian de manera gradual.

Las placas litosféricas se mueven en relación con las demás a una velocidad muy lenta pero continua que es, de media, de unos cinco centímetros al año. Este movimiento es impulsado en último extremo por la distribución desigual del calor en el interior de la tierra. El material caliente que se encuentra en las profundidades del manto se mueve despacio hacia arriba y sirve como una parte del sistema de convección interna de nuestro planeta. Simultáneamente laminas más frías y densas de la litosfera oceánica descienden al manto poniendo en movimiento la capa externa rígida de la tierra. Por último los titánicos roces entre las placas litosféricas de la tierra generan terremotos, crean volcanes y deforman grandes masas de roca en las montañas.

En México interactúan la placa de cocos, del Caribe, la placa norteamericana y la del pacifico



Fig. 7 Tectónica de la Republica Mexicana

2.2 Bordes de placas

Las principales interacciones entre las placas individuales se producen a lo largo de sus bordes, estos bordes se establecieron por primera vez representando las localizaciones de los terremotos.

Existen tres tipos de bordes.

1. **Bordes Divergentes.** También denominados bordes constructivos donde dos placas se separan, lo que produce el ascenso del material desde el manto para crear nuevo suelo oceánico.

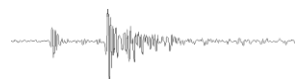


Fig. 8 Borde divergente

2. **Bordes Convergentes.** Dos placas se juntan provocando el descenso de la litosfera oceánica debajo de una placa superpuesta, que es finalmente reabsorbida en el manto, o posiblemente la colisión de dos bloques continentales para crear un sistema montañoso.

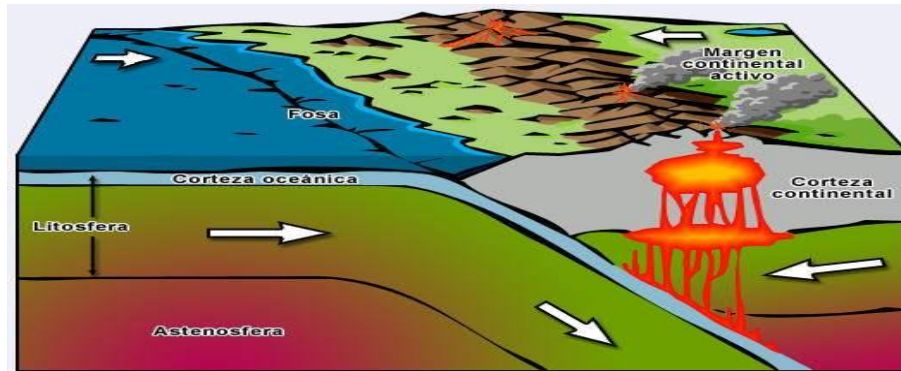


Fig. 9 borde convergente

3. **Bordes de falla transformante.** Donde dos placas se desplazan lateralmente una respecto de la otra sin la producción ni la destrucción de litosfera.

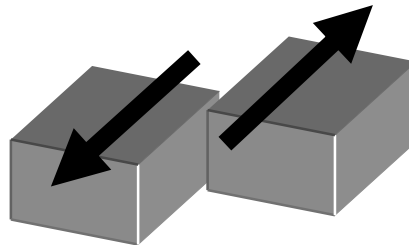
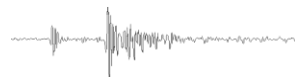


Fig. 10 Borde de falla transformante

Aunque la superficie de la tierra no cambia, el área de las placas puede disminuir o crecer dependiendo de cualquier desequilibrio entre la velocidad del crecimiento en los bordes divergentes y la velocidad de destrucción de la litosfera en los bordes convergentes

La actividad sísmica en el primer tipo de frontera es generalmente menor debido a que cerca del rift la corteza es delgada y en la cresta el material cortical está caliente y débil, no permitiendo la acumulación de grandes cantidades de energía. La magnitud de los sismos que se generan en estas zonas es moderada, los focos son superficiales y coinciden en general con la depresión central. La actividad sísmica es mayor en las zonas de subducción, donde ocurren los sismos de mayor magnitud; esto se debe a que en estas zonas la litosfera tiene mayor espesor, es rígida y relativamente fría, y el área potencial de ruptura que puede sufrir un desplazamiento relativo es mayor.



Las fallas de transformación tienen una actividad sísmica intermedia entre las dos anteriores; la profundidad de los focos es superficial y esta limitada a la parte rígida de la corteza, generalmente no sobrepasando 15 a 20 Km. No obstante, la longitud de fallamiento o rotura entre las placas adyacentes pueden ser muy grande, en el orden de centenares de kilómetros y el desplazamiento en el orden de centímetros o metros. En estas zonas de deformación tectónica de la corteza donde se generan los principales terremotos, llamados sismos inter-placa.

La teoría de la tectónica de placas no explica satisfactoriamente la ocurrencia de eventos sísmicos, cuyos focos se localizan dentro de regiones continentales, lejos de los límites conocidos entre placas. No obstante, se acepta que estos eventos, denominados sismos intra-placa, son el resultado de la deformación continental por el choque de placas o que ocurren en antiguas saturas y bordes de placas. Los sismos intra-placa aportan poco al balance total de la energía sísmica liberada a escala mundial.

Se ha explicado que la principal actividad sísmica a escala mundial se concentra a lo largo de franjas relativamente angostas que señalan los límites entre placas litosféricas. Prácticamente el 99% de los sismos ocurren en las zonas de contacto entre placas adyacentes; muy pocos ocurren en el interior de los bloques rígidos de la litosfera.

2.3 Teoría del rebote elástico

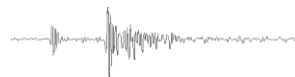
Se considera que la litosfera en su parte superior y con unos 15 a 20 km de espesor, esta constituida por rocas rígidas de gran dureza y resistencia, capaces de deformarse elásticamente y de almacenar energía de deformación.

Los sismos son resultado de un proceso gradual de deformación elástica y acumulación de esfuerzos hasta superar la resistencia del material, instante en que se inicia la relajación súbita de los esfuerzos en una extensa zona de ruptura de roca. Cuando la falla sufre esta dislocación violenta, se libera energía elástica almacenada en la roca, gran parte de la cual es disipada en forma de calor, el que es generado por la fricción del material. Una parte menor de la energía es irradiada en forma de ondas elásticas, conocidas como ondas sísmicas que se propagan en todas direcciones y hacen vibrar el terreno; estas vibraciones son percibidas en la superficie como sismos.

El modelo propuesto por H.F. Reid es desde luego simplificado, pero explica satisfactoriamente la ocurrencia de sismos de foco superficial y somero, generados en aquella región rígida de la litosfera capaz de deformarse elásticamente y de sufrir fractura. No obstante, la teoría de rebote elástico no se aplica a los sismos de foco profundo que se originan en las zonas de subducción.

2.4 Tipos de fallas geológicas

El plano en las estructuras geológicas en el cual se producen desplazamientos lentos, acompañados de dislocaciones súbitas y violentas de la roca, se llama falla. Durante un sismo,



un bloque de la corteza terrestre se desplaza respecto al bloque adyacente a lo largo del plano de falla. El plano de fractura esta definido por su orientación o azimut, por el Angulo de buzamiento y la dirección del desplazamiento que puede ser horizontal vertical lateral o combinado y se conoce como el rechazo de la falla. Se distinguen tres tipos característicos de fallas a saber:

1. Transcurrente; es una falla en la que se producen desplazamientos horizontales y los dos bloques adyacentes se desplazan lateralmente en sentido opuesto. La falla de transformación es un tipo de particular de falla transcurrente que une los extremos de segmentos de los ejes de las dorsales en las cordilleras centro-oceánicas que han sido desplazados; el movimiento de la falla de trasformación es también horizontal y en ella placas litosfericas adyacentes se mueven lateralmente, una respecto a la otra paralelo al borde común.

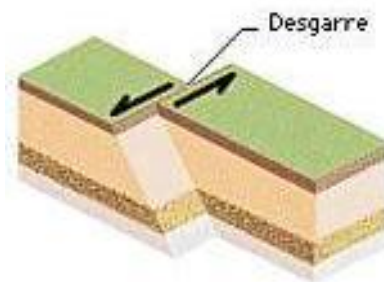


Fig. 11 falla transcurrente.

2. Normal; en este tipo de falla el plano es oblicuo respecto al horizonte; en ella se producen desplazamientos a lo largo de una falla inclinada, y los bloques se reajustan según las fuerzas a que esta sometida la región tectónica. En una falla normal los bloques están sometidos a fuerzas de tensión, el bloque superior desciende respecto al inferior.

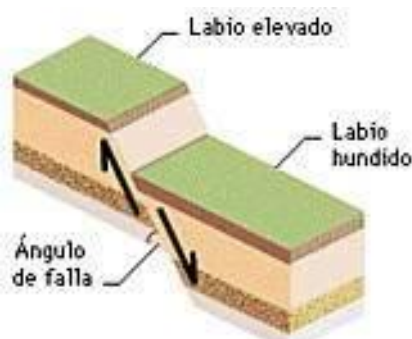
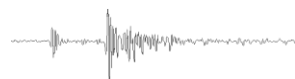


Fig. 12 falla normal.



3. Inversa; es una falla en la que los bloques están sometidos a fuerzas de compresión perpendiculares a la falla, y el bloque superior es forzado a deslizarse hacia arriba y asciende respecto al bloque inferior.

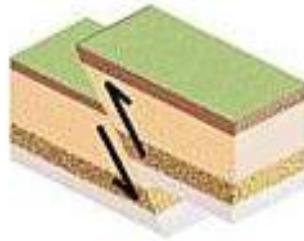


Fig. 14 falla inversa.

La dislocación en algunas fallas puede ser observada en la superficie como un rasgo geológico bien definido.

La resolución de los sismogramas y la ubicación epicentral permite determinar la orientación del plano de ruptura, el tipo de fallamiento y la dirección del movimiento. Los desplazamientos relativos entre bloques a lo largo de una falla pueden ser del orden de pocos centímetros o alcanzar valores de varios metros.

2.5 Clasificación de las fallas según su actividad

Se puede clasificar a las fallas geológicas en activas e inactivas, según el Army Corp se toman 35000 años de inactividad como criterio para clasificar las fallas en inactivas.

Las fallas geológicas activas difieren entre si en varios aspectos de los cuales los mas relevantes son la razón de deslizamiento relativo, el monto de la dislocación o rechazo, la longitud de rotura y la magnitud de los eventos. Para evaluar la amenaza sísmica de una región, proveniente de determinado segmento de falla, es preciso considerar estos parámetros y por lo tanto es conveniente clasificar a las fallas según su grado de actividad.

La razón de deslizamiento o sea el desplazamiento por unidad de tiempo entre dos bloques o placas adyacentes, es una medida de la actividad de la falla.

El desplazamiento total producido en una falla o segmento de falla durante el proceso de ruptura, puede diferir entre varios órdenes de magnitud y provee otra indicación de las diferencias relativas existentes en el grado de actividad de las fallas. Las fallas difieren también en cuanto a la longitud del segmento de falla que sufre la ruptura.

La comparación de los periodos de recurrencia entre eventos sísmicos mayores es también un medio útil para determinar la actividad relativa de las fallas, ya que el intervalo que trascurre entre eventos característicos provee una relación directa entre deslizamiento unitario y la magnitud del sismo: a mayor tiempo de recurrencia, mayor magnitud.



Tabla 1. Clasificación de las fallas.

Clase	Deslizamiento (mm/año)	Dislocación Max/evento (m)	Longitud de rotura (Km)	Periodo de recurrencia(años)	Magnitud (Ms)
1	>10	>10	>100	<50	>7.5
2	1.0-10	>10	50-200	100-1000	>7.0
3	0.5-5	0.1-3	10-100	500-5000	>6.5
4	0.1-1	0.01-0.1	1-50	1000-10000	>5.5
5	>1.0	---	---	>10000	---
6	>0.1	---	---	>100000	---

2.6 Parámetros de los sismos

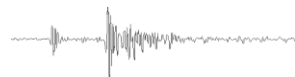
Muchos son los fenómenos que pueden dar origen a los sismos: actividad volcánica, explosiones, el colapso de cavernas, etcétera. Desde el enfoque de la ingeniería los sismos mas importantes son los de origen tectónico, es decir, los que están asociados a deformaciones a gran escala de la corteza de la tierra. La situación obedece a la frecuencia con que ocurren los sismos tectónicos, la energía que liberan y la extensión de las áreas que afectan.

2.7 Tipos de ondas sísmicas

Para poder predecir o determinar la forma en que va a vibrar el terreno durante un sismo, qué intensidad tendrá el movimiento y su duración, es preciso conocer las características de las ondas sísmicas y la forma en que la energía es irradiada a través del medio solido de la tierra.

Una piedra lanzada a un embalse produce ondas que se propagan en todas direcciones sobre la superficie del agua: un golpe impreso a un recipiente con gelatina causa un movimiento ondulatorio de la masa; el repique de una campana hace que el aire vibre y se propaguen las ondas sonoras. Así cualquier medio elástico responde a un impacto o a un disturbio externo vibrando; las ondas elásticas se propagan a través del cuerpo o medio en todas direcciones a partir de la fuente o el origen del impulso.

También la roca de la corteza terrestre tiene propiedades físicas que hacen que esta se deforme y vibre elásticamente cuando fuerzas externas actúan sobre ella. Cuando la roca se fractura debido a la deformación de la corteza, se libera la energía a acumulada en el material que es disipada principalmente en forma de calor; una parte menor es irradiada en forma de ondas sísmicas que se propagan a través del medio solido de la tierra en forma similar a las



vibraciones producidas por el sonido o a las ondas en la superficie del agua. Las ondas sísmicas se propagan a partir de la zona donde se inició la ruptura, llamada el foco o hipocentro, en todas direcciones, hacen vibrar la superficie de la Tierra y son percibidas por las personas como sismos.

Existen dos tipos principales de ondas sísmicas a saber, las ondas que se propagan a través del medio sólido de la Tierra, denominadas ondas internas o de cuerpo y las ondas de superficie que se propagan por la superficie terrestre.

Distinguimos a su vez dos tipos de ondas internas o de cuerpo:

1. Ondas primarias u ondas P; hacen vibrar una partícula en el sentido de propagación de las ondas; su movimiento es similar a el de las ondas sonoras, comprimiendo y dilatando alternativamente el medio sólido a través del cual viajan; a las ondas P se les denomina también ondas longitudinales o de compresión.



Fig. 14 Comportamiento de las ondas P

2. Ondas secundarias u ondas S; hacen vibrar una partícula en sentido perpendicular a la trayectoria de las ondas, produciendo esfuerzos de cizalla en el medio sólido en que se propagan; a las ondas S se les denomina también ondas transversales.

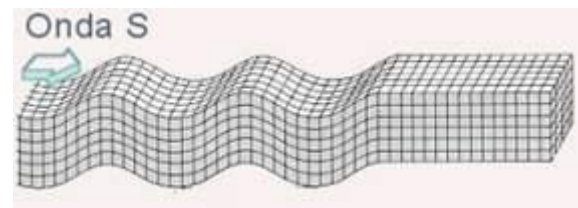


Fig. 15 Comportamiento de las ondas S

Otro tipo de ondas se denominan ondas de superficie, pues al contrario de las ondas de cuerpo que se transmiten a través del interior de la Tierra, estas ondas se propagan por la superficie terrestre en forma análoga a como se propagan las ondas sobre el agua; el movimiento producido por las ondas de superficie está restringido a la parte superior de la corteza, a una profundidad de 30 Km. Las ondas de superficie a su vez se dividen en dos tipos:



3. Ondas Love u ondas L; cuyo movimiento es similar al de las ondas S, haciendo vibrar la partícula horizontalmente en sentido perpendicular a la dirección de propagación, sin movimiento vertical.

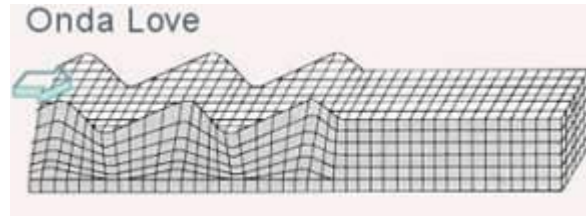


Fig. 16 comportamiento de las ondas Love.

4. Ondas Rayleigh u ondas R; cuyo movimiento es similar al de las ondas en la superficie del agua, haciendo vibrar una partícula sobre un plano que apunta en dirección de la trayectoria de las ondas, con movimiento elíptico horizontal y vertical simultáneamente.

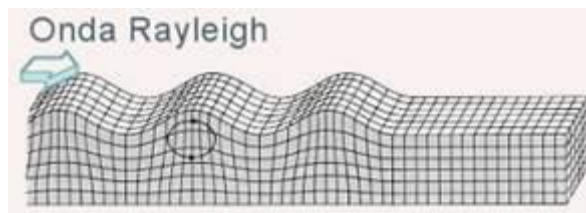


Fig. 17 Comportamiento de las ondas Rayleigh

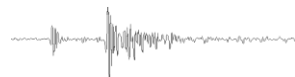
2.8 Propagación de las ondas

Las ondas P son capaces de propagarse a través de un medio sólido (por ejemplo la roca de granito de los continentes) y a través de un medio líquido (como el magma en el interior de la Tierra o el agua de los océanos); por su similitud a las ondas sonoras, cuando las ondas P emergen a la superficie desde el interior de la Tierra una fracción pequeña puede ser transmitida a la atmósfera en forma de sonido, perceptible a los animales. Se sabe que si un líquido es lateralmente deformado por esfuerzos de cizalla no regresa elásticamente a su posición original; esta es la razón por la cual las ondas S no se pueden propagar a través de medios líquidos, tales como los océanos y el núcleo externo del globo terráqueo que se supone, por esta razón es material fundido o en estado líquido.

La velocidad de propagación de las ondas sísmicas depende de la densidad o propiedades elásticas de la roca o del material a través del cual se propagan.

La velocidad de las ondas P (V_p) esta dada por:

$$V_p = [(k + 4/3\mu)/\rho]^{1/2}$$



Y la velocidad de las ondas S (V_s) esta dada por:

$$V_s = [\mu/\Phi]^{1/2}$$

Donde k es el modulo de incompresibilidad, en dinas/cm²; μ es el modulo de rigidez, en dinas/cm²; y Φ es la densidad en gramos/cm³.

Para granito:

$$k=27.0 \times 10^{10} \text{ dinas/cm}^2$$

$$\mu=16 \times 10^{10} \text{ dinas/cm}^2$$

Para agua

$$k=2.0 \times 10^{10} \text{ dinas/cm}^2$$

$$\mu=0$$

Así los valores promedio de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en granito y agua son:

Granito: $V_p= 5.5 \text{ Km/s}$; $V_s=3.0 \text{ Km/s}$

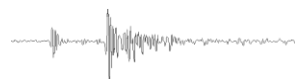
Agua: $V_p=1.5 \text{ Km/s}$; $V_s=0$

Las ondas P se transmiten a mayor velocidad que las ondas S, así las primeras ondas que se perciben en la superficie son las ondas primarias P. Cerca de la fuente las ondas P tienen generalmente una componente vertical mayor. Pocos segundos después arriban las ondas secundarias S, que hacen vibrar la superficie horizontalmente. Las ondas S tienen mayor amplitud y contenido de energía y son las que causan mayor daño a las edificaciones.

Las ondas de cuerpo a su vez viajan mas rápido que las ondas de superficie, y de estas ultimas las ondas Love son más veloces que las ondas Rayleigh. Así a medida que las ondas se alejan de la fuente causativa, los distintos tipos de ondas se van separando y pueden ser diferenciados en el registro o sismograma.

Cerca de la falla causativa a distancias menores de 150 Km, prevalecen en los sismogramas las ondas de cuerpo P y S ya sean directas, reflejadas o refractadas. A mayores distancias comienzan a predominar las ondas de superficie Love y Rayleigh de menor amplitud. A su vez, la amplitud de las ondas L y R disminuye exponencialmente con la profundidad focal, de modos que en eventos de foco profundo prevalecen las ondas de cuerpo P y S.

La energía liberada en la fuente sísmica es irradiada en todas direcciones. Las propiedades físicas de los materiales determinan las características de las ondas sísmicas; así, cuando las ondas pasan a un medio de distinta densidad se modifica la velocidad de propagación y su



trayectoria es desviada. Cambios discretos en la propagación de las ondas, comprueban la existencia de una discontinuidad entre capas o estratos. Así las trayectorias de las ondas sísmicas nos proporcionan información sobre la configuración interna de nuestro planeta y nos revelan su estructura en capas concéntricas. Las ondas P pueden propagarse a través de medios sólidos y líquidos, las ondas S, en cambio, solo a través de medios sólidos; al no poder penetrar las ondas S a una profundidad de 2900 Km, revelan que a partir de dicha discontinuidad el núcleo externo se encuentra en estado líquido. Los conocimientos que tenemos sobre la constitución interna de la Tierra, los derivamos entonces, en parte, de la interpretación de los sismogramas, o sea de los registros de las ondas sísmicas, a demás de otros medios indirectos, como el magnetismo y la geología planetaria.

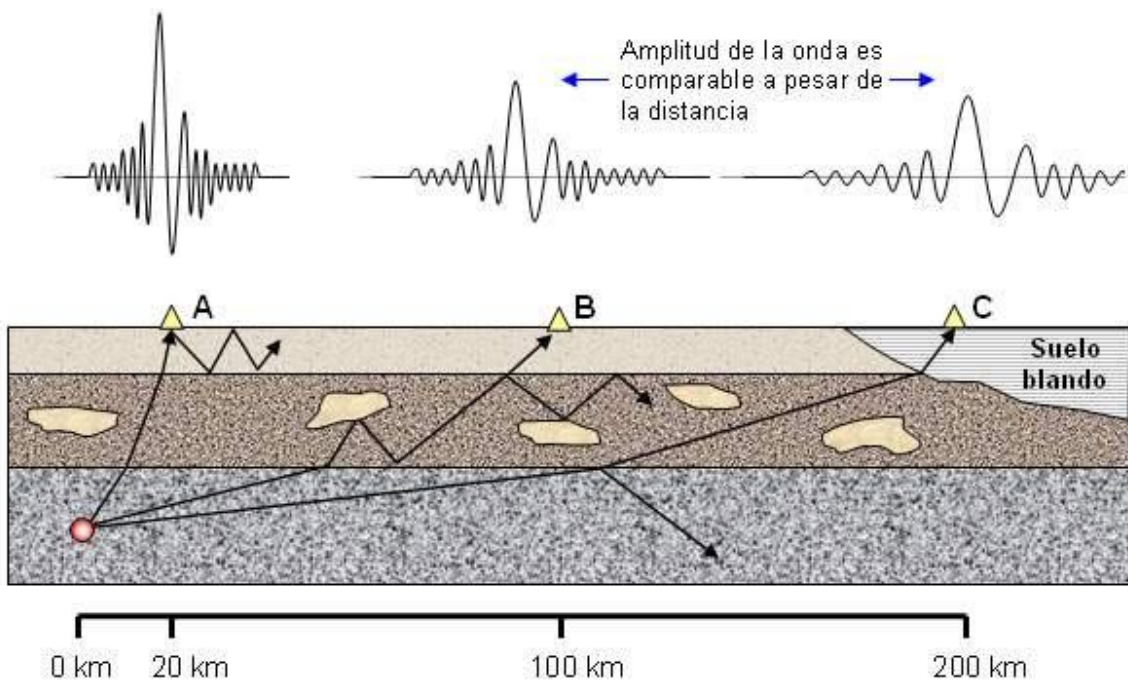


Fig. 18 Propagación de las ondas en diferentes estratos.

2.9 Registro de las ondas sísmicas

Con la finalidad de medir y analizar el movimiento producido por un sismo se desarrollaron los sismógrafos, instrumentos diseñados para registrar ondas sísmicas. El primer sismógrafo fue construido a finales del siglo antepasado y aun cuando el diseño de estos instrumentos se ha hecho más complejo, el principio básico empleado es el mismo, incluso en instrumentos de diseño reciente.

Una masa libremente suspendida de un marco rígido fijado al terreno y puede oscilar como un péndulo en forma independiente del movimiento del marco.



Un sismógrafo esta constituido fundamentalmente por tres elementos básicos: el sismómetro que corresponde al movimiento del terreno, horizontal o vertical, y lo convierte en una señal, un sistema de amplificación y un sistema de registro de señal. El principio del sismómetro de péndulo rige también para los instrumentos modernos pero en estos el movimiento relativo entre el marco y masa producen una señal eléctrica que es amplificada decenas o miles de veces y es transmitida luego para mover un estilete que graba el trazo sobre papel termo-sensible. Otros sismógrafos reproducen la señal por medios ópticos y la registran sobre papel fotográfico o película. Los instrumentos mas recientes transmiten la señal a un computador que registra las señales digitalmente en cinta magnética. Las señales almacenadas en forma digital son procesadas y analizadas por el computador y luego son reproducidas en forma analógica para representar el trazo del sismograma en forma visual.

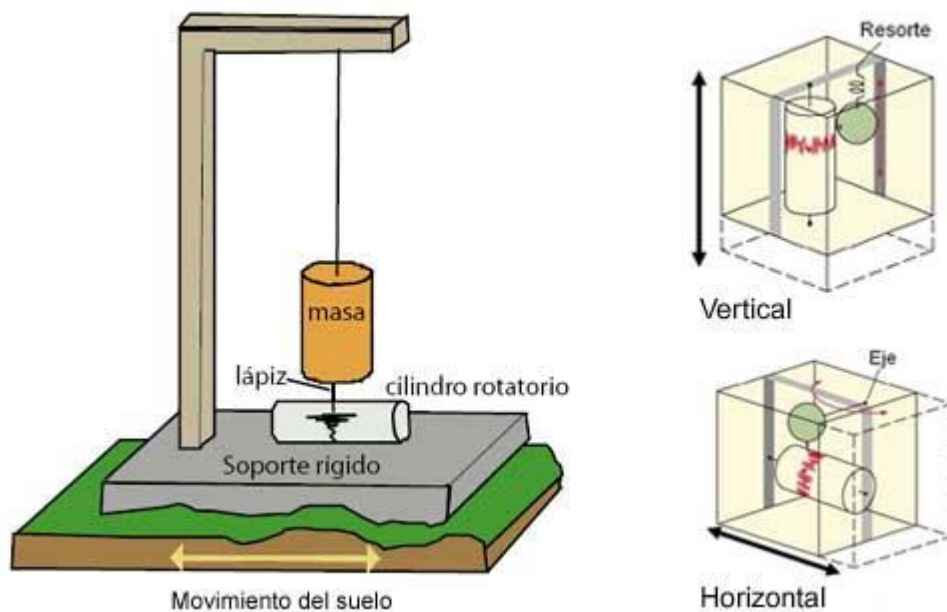


Fig. 19 Esquema de un sismógrafo.

Si a un péndulo se le imprime con la mano un movimiento, se observa que este continua oscilando aun después de haber cesado la fuerza que produjo el movimiento. El movimiento libre del péndulo no tiene relación con la sacudida del terreno y por lo tanto debe ser amortiguado por medios mecánicos o eléctricos todos los antiguas sismógrafos contienen por lo tanto dispositivos de amortiguamiento, además de filtros para eliminar las señales de vibraciones o ruido de fondo.

Una estación sismológica incluye generalmente sismómetros para registrar de una a tres componentes del movimiento del terreno: dos componentes horizontales y una vertical. Preferiblemente deben tener dos conjuntos de instrumentos con distintos ámbitos de frecuencia capaz de registrar las ondas largas de sismos lejanos y otro las ondas de sismos cercanos e intermedios. Los centros sismológicos modernos registran ondas sismográficas



telemétricas que incluyen un número grande de instrumentos y cubre todo un país o una región extensa; en estos casos la señal captada por sismómetros localizados en sitios remotos es transmitida a través de ondas de radio de muy alta frecuencia (VHF) a un centro de registro. También se emplea ahora la transmisión de la señal a través de satélites artificiales.

La mayoría de las estaciones sismológicas reciben ahora la señal de tiempo, mediante enlace vía satélite. Unos instrumentos son diseñados para registrar vibraciones de periodo largo y son tan sensitivos que detectan movimientos del terreno muy pequeños, del orden de pocos micrones, debiendo ser amplificada miles de veces para poderla registrar y visualizar. Es el caso de las vibraciones producidas por eventos muy lejanos. Instrumentos muy sensibles no son aptos para registrar el movimiento producido por sismos cercanos, pues el péndulo del sismómetro y el sistema de conversión y registro de la señal son dislocados por la violenta sacudida del terreno. Otros instrumentos son diseñados para registrar una gamma a mas amplia de vibraciones, desde baja frecuencia; a su vez en otros lo son para registrar específicamente el movimiento en el área epicentral, llamados sismógrafos de movimiento fuerte, el instrumento de movimiento fuerte mas ampliamente difundido es el acelerógrafo, que registra la aceleración del terreno en función del tiempo.

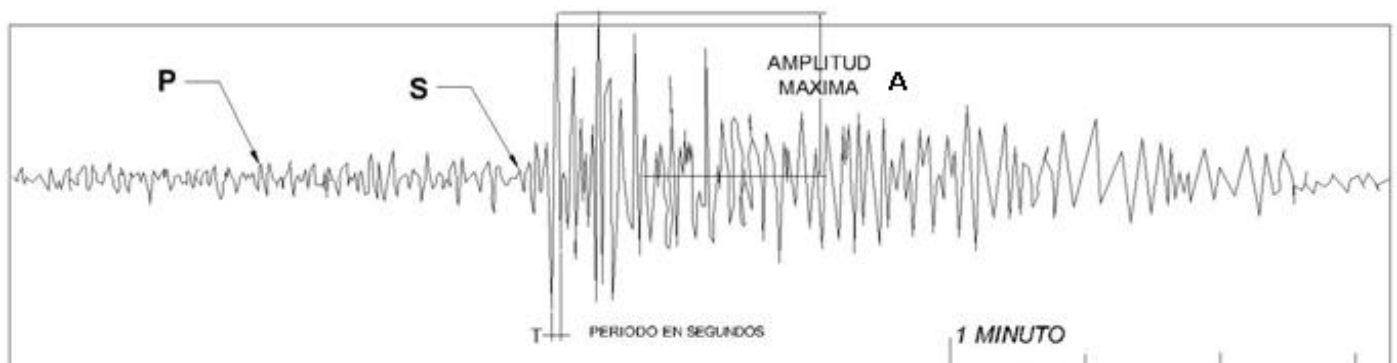
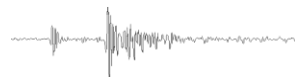


Fig. 20. Sismograma de un evento sísmico.

En el sismograma anterior la altura del trazo de oscilación se denomina amplitud de onda, A , y el tiempo que dura un ciclo de oscilación se denomina periodo de onda T . este se determina midiendo la distancia entre los picos adyacentes. La frecuencia, f , es el numero de vibraciones por segundo, se mide en hertz o ciclos/s, y es equivalente al inverso de periodo de onda: $f=1/T$. la frecuencia característica del sismo se puede determinar también midiendo el numero de veces por segundo que el trazo del sismograma cruza la línea cero.

2.10 Contenido de frecuencias y duración del movimiento

En el diseño sismo-resistente de edificios y obras civiles, así como en otras disciplinas científicas, se requiere un conocimiento de las características de la sacudida del terreno; estas están dadas por la amplitud de onda, por la composición o contenido de frecuencias, y por la duración del movimiento.



El contenido de frecuencias es una función del mecanismo en la fuente y de la propagación de las ondas. El periodo predominante de las ondas esta asociado a la magnitud del evento y a la distancia epicentral. Así, las ondas de cuerpo P y S causan cerca del epicentro vibraciones de mayor amplitud y de alta frecuencia. Por lo tanto, muchas de ellas caen dentro del ámbito audible y pueden ser percibidas como un ruido sordo que acompaña el terremoto. Cerca del epicentro la componente vertical es significativa y los terremotos son percibidos por las personas como una vibración violenta, trepidante y de alta frecuencia.

Las frecuencias altas de las ondas sísmicas son filtradas cuando se propagan por el medio sólido de la tierra y a medida que estas se alejan de la fuente, predominando a grandes distancias los periodos de onda largos.

A distancias epicentrales grandes las ondas de cuerpo P y S pueden tener periodos predominantes de 2 a 3 segundos; las ondas de superficie L y R, en cambio, en el orden de 20 segundos.

Las obras construidas por el hombre son muy susceptibles al contenido de frecuencias de la vibración del terreno, pues esta puede causar efectos de resonancia en las estructuras. Dependiendo de su altura y rigidez. El caso más desfavorable es cuando el periodo natural de vibración de la estructura coincide con el periodo predominante del movimiento del terreno.

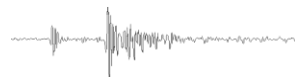
Cerca del epicentro las ondas de cuerpo P y S son de alta frecuencia y hacen vibrar mas intensamente a los edificios bajos y rígidos; a distancias largas las ondas P y S y las ondas superficiales L y R son de muy baja frecuencia y excitan mas los edificios altos y flexibles.

La duración de un sismo depende de la magnitud del evento y de la distancia epicentral. A mayor magnitud, mayor duración de la fase intensa del movimiento; igualmente la duración incrementa con la distancia epicentral medida que las ondas sísmicas se dispersan cuando se alejan del foco. Cerca del epicentro el movimiento del terreno puede durar pocos segundos y en sismos de magnitud baja estar representado en el registro por una o pocas oscilaciones.

La duración del sismo influye en el comportamiento de las estructuras, de ahí la necesidad de tomar en cuenta la duración del movimiento, a mayor duración de la sacudida, mayor la cuantía de los daños ocasionados.

2.11 Foco y Epicentro

Cuando se produce la fractura de la roca en zona de ruptura, la energía liberada es radiada en todas las direcciones en forma de ondas sísmicas, muy similar a como se propagan las ondas en la superficie del agua a partir del sitio de impacto de una piedra, la diferencia estriba en que las ondas sísmicas se propagan a través de un volumen de roca, partiendo de una zona extensa y compleja de ruptura y no de un punto definido. No obstante, es conveniente determinar el sitio en el cual se inicio la fractura de la roca y del cual emanaron los primeros pulsos de las ondas



sísmicas: este sitio se le denomina foco o hipocentro y se localiza a cierta profundidad de la superficie terrestre.

La fuente sísmica no es puntual como lo sugiere la definición de foco, sino más bien es un área extensa y compleja de dislocación de la roca; foco es simplemente el punto de partida de las primeras ondas sísmicas que emanan de la fuente registradas por sismógrafos. La fractura se inicia en el hipocentro y se propaga en todas las direcciones a lo largo del plano de falla. La zona de fracturación, que en fallas de transformación en los límites entre placas puede tener una longitud de varios centenares de kilómetros, es la zona a partir de la cual es irradiada la energía y se le conoce como zona de liberación de energía. El sitio en la superficie terrestre que se proyecta directamente sobre el foco o hipocentro se denomina el epicentro; la zona donde se registra la máxima intensidad y los mayores daños se conoce como área epicentral.

2.12 Profundidad de los focos

Los sismos que más nos conciernen son los de foco superficial, pues son los que causan mayor daño y destrucción, la profundidad del foco tiene, por lo tanto, importancia práctica, pues un sismo de magnitud moderada pero de foco superficial puede causar grave destrucción si se localiza cerca de centros urbanos, en cambio, un evento de gran magnitud, puede no causar daño y no tener consecuencias fatales, si el foco es profundo o se localiza en zonas despobladas o el océano. La profundidad de los focos varía según la fuente sísmica en que se generan.

2.13 Localización instrumental de los focos

La localización de los focos sísmicos se basa en un principio: el tiempo requerido por las ondas sísmicas para llegar desde la fuente al punto de observación es una medida directa de la distancia entre los dos puntos.

Con la siguiente ecuación podemos conocer la distancia R del foco a la estación sismológica.

$$R = \frac{V_p \times V_s (T_s - T_p)}{V_p - V_s} = k(T_s - T_p)$$

$$k = \frac{V_p \times V_s}{(V_p - V_s)} \text{ es una constante}$$

Donde:

- V_p . Velocidad de las ondas P
- V_s . Velocidad de las ondas S
- T_s . Tiempo de llegada de las ondas S al sitio de observación.
- T_p . Tiempo de llegada de las ondas P al sitio de observación.



- R. distancia del epicentro al punto de observación.

Si se cuenta únicamente con el registro de un observatorio, solo se podrá determinar la distancia del foco, pero no la orientación y posición geográfica del foco. Para determinar la posición exacta de un foco se requiere al menos de los registros de tres estaciones sismológicas. Se determina para cada estación la distancia y mediante un procedimiento similar al de triangulación se localiza el epicentro para dicho foco. Se trazan en un mapa tres arcos de círculo, con centro en la estación sismológica y con radio igual a la distancia del foco; si las lecturas y los registros son precisos, los tres arcos de círculo se interceptan, al menos aproximadamente, en un mismo punto. El punto de intersección es la posición del epicentro del foco. La longitud y latitud del foco y el tiempo de ocurrencia del evento se determinan así combinando la información de registro de varias estaciones sismológicas.

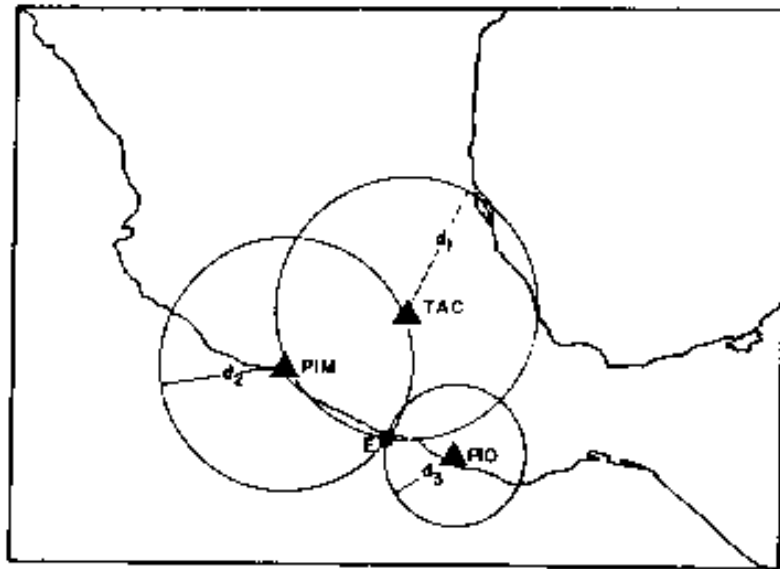
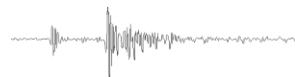


Fig. 21 Localización del epicentro de un evento sísmico

2.14 Ocurrencia y secuencia de los sismos

Los sismos no son eventos independientes, sino que tienden a agruparse en el espacio y en el tiempo. De hecho hay una conexión casual entre eventos precursoros, la sacudida principal, y las replicas, pues todas responden a un proceso tectónico de deformación, ruptura y liberación de energía. Se han observado diversos tipos de secuencia sísmicas: enjambres de sismos, eventos precursoros, sacudidas múltiples, replicas de eventos principales, y replicas de replicas, o simplemente un sismo sin eventos precursoros. De estas, la secuencia mas estudiada es: sismos precursoros - evento principal – replicas.



En ciertas zonas de fallamiento se han registrado, semanas o meses antes de un evento mayor, una actividad sísmica anormalmente baja, sea un periodo prolongado de quietud sísmica, que se define como una disminución de la razón de sismicidad en función del tiempo.

Aun no hay forma de distinguir claramente entre un enjambre de sismos y una secuencia de eventos precursoros y de calificar, por lo tanto, el enjambre como un signo premonitorio que anticipa un terremoto inminente.

La mayoría de los terremotos de magnitud moderada a grande son seguidos de una secuencia de sismos menores, llamados replicas, que ocurren durante las horas y días que siguen al evento principal. La magnitud y la frecuencia de ocurrencia de las replicas disminuye gradualmente con el tiempo. Los focos de las replicas se sitúan generalmente en la zona de liberación de energía y, por lo tanto, su distribución espacial define en forma aproximada la extensión de la zona de ruptura y el plano de falla.

Existe la tendencia a que los grandes sismos se produzcan en sitios conocidos como brechas o lagunas sísmicas, es decir, en segmentos donde se ha registrado un periodo prolongado de calma sísmica, siendo el sitio históricamente una región de conocida actividad sísmica. El estudio de las brechas sísmicas se ha concentrado principalmente en segmentos de los bordes de las placas litosféricas (las zonas de subducción y las grandes fallas de transformación) en los cuales no se han registrado movimientos fuertes durante periodos de prolongada quietud.

Determinar el número N de eventos por año es una forma de describir la actividad sísmica de una región. Así, mediante estudios estadísticos que analizan la ocurrencia de los sismos en función del tiempo, se ha podido establecer una distribución relativamente estable de los tiempos de recurrencia de eventos característicos en determinados segmentos de falla.

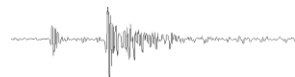
El aumento del número y calidad de los datos sismológicos ha permitido desarrollar ciertos modelos sobre el comportamiento en el tiempo de las secuencias de los eventos mayores, los llamados ciclos de recurrencia, a partir de lo cual se ha desarrollado el modelo de la brecha sísmica.

También se ha procurado relacionar la ocurrencia de los sismos con otros fenómenos físicos: con las condiciones climáticas imperantes o con cambios climáticos abruptos, con la actividad volcánica o magmática, y con la atracción gravitacional de la luna, el sol y los planetas. Hasta el momento no se ha podido establecer, en forma clara y definitiva, una correlación entre la ocurrencia de los sismos y los efectos mencionados

2.15 Magnitud y Energía sísmica

Existen dos parámetros importantes para designar el tamaño y la fuerza de un sismo, que son la magnitud y la intensidad.

La magnitud es una medida cuantitativa e instrumental del tamaño del evento, relacionada con la energía sísmica liberada durante el proceso de ruptura en la falla. La magnitud es una



constante única que se asigna a un sismo dado y es independiente del sitio de observación esta escala va de a 9 según sea el caso.

La intensidad es una medida de la fuerza del movimiento del terreno, del grado en que la vibración es registrada y sentida en una determinada localidad, y de los efectos y daños causados por un sismo. La intensidad es una variable que depende del sitio de observación: generalmente es mayor en el área epicentral y disminuye en función de la distancia a la fuente sísmica.

Escalas de Magnitud

La magnitud se determina midiendo la máxima amplitud de las ondas registradas en el sismograma correspondiente al evento.

En la práctica existen varias escalas de magnitud, según el tipo de onda en que se basa la medición de la amplitud. La escala de magnitud original es la desarrollada por Charles Richter en 1935 para sismos locales en California. Esta escala se expresó en escala logarítmica y se designó la letra M , se define como:

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

Donde:

A =es la máxima amplitud del trazo registrado por un sismómetro a cierta distancia del foco

A_0 = es el trazo máximo para un evento tomado como patrón, sea un evento normalizado.

Richter definió la magnitud de sismos locales como:

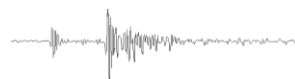
El logaritmo en base 10 de la máxima amplitud de la onda sísmica, expresada en milésimas de milímetro (micrones), registrada en un sismómetro estándar a una distancia de 100 km del epicentro del evento.

Energía sísmica

La liberación de energía sísmica durante un sismo es uno de los aspectos fundamentales de la geofísica. Cuando se produce un sismo causado por la fractura de la roca a lo largo de una falla, gran parte de la energía de deformación acumulada en la roca se disipa en forma de calor; una parte menor es irradiada en forma de ondas sísmicas, se ha tratado de correlacionar la energía sísmica liberada con la magnitud del sismo; una relación generalmente usada por los sismólogos es la expresión desarrollada por Gutenberg-Richter (1956).

$$\log E_s = 11.8 + 1.5M_s$$

Donde M_s es la magnitud basada en ondas de superficie, y E_s es la energía sísmica irradiada por un sismo, medida en ergios, un sismo con diferencia de 1 es 32 veces aproximadamente más



grande que el anterior y con diferencia de 2 es aproximadamente 1000 veces más grande, esto en cuanto a liberación de energía.

2.16 Momento sísmico y caída de esfuerzos

El registro instrumental de las ondas sísmicas ha permitido el desarrollo de escalas de magnitud que hacen posible una comparación cuantitativa del tamaño de los sismos.

La introducción del concepto de momento sísmico en la sismología ha aportado una nueva medida para designar el tamaño de un sismo que esta en función directa de las propiedades físicas de la roca y de las dimensiones del área que sufre ruptura.

$$M_0 = \mu \times D \times A$$

En la cual M_0 es el momento sísmico en dinas*cm, D es el desplazamiento promedio en la falla producido por el evento en cm, y A es el área del segmento de falla que sufrió ruptura expresada en cm^2 . La rigidez de la roca μ se toma generalmente con valor de 3×10^{11} dinas/ cm^2 .

El momento sísmico se relaciona con el área de la zona de ruptura y con la dislocación total de la fuente sísmica y por lo tanto es un parámetro mejor para caracterizar los sismos, aun cuando es mas difícil de determinar que la magnitud. La extensión de la zona de ruptura se determina generalmente a partir de la distribución espacial de los focos de las replicas. El momento sísmico es una medida física que refleja en mejor grado la fuerza del terremoto y se puede interpretar también en términos de energía liberada.

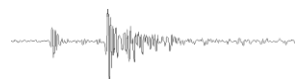
Según la teoría del rebote elástico, los sismos son el resultado de una acumulación progresiva de esfuerzos en la roca; cuando se vence la resistencia del material se produce una dislocación en la falla y un relajamiento, una caída súbdita de esfuerzos, por lo tanto, una disminución de la energía de deformación acumulada en el material de la corteza.

La energía (E_s) liberada durante el evento se obtiene simplemente dividiendo el momento sísmico M_0 entre 2×10^4 .

2.17 Intensidad del movimiento sísmico y Parámetros de intensidad

El parámetro intensidad, como medida de la fuerza del movimiento del terreno causado por un evento sísmico y del grado en que la vibración es sentida y registrada en una determinada localidad, no es un valor único que se puede asignar a un sismo. La intensidad es una variable que depende del sitio de observación. Existen dos formas para describir y medir la intensidad:

1. La primera y mas antigua es una apreciación subjetiva, no instrumental de los efectos aparentes producidos por el evento sísmico en un sitio dado; para ello se emplean escalas que asignan diferentes grados a la forma en que la vibración del terreno es sentida y según los daños causados a las edificaciones. La intensidad, expresada en



grados de determinada escala, sigue siendo un parámetro empírico muy útil para describir los efectos de los terremotos.

2. La segunda, que pretende ser más racional, es una medida instrumental de la amplitud del movimiento del terreno y para ello se emplean parámetros tales como la aceleración, velocidad y desplazamiento, que se obtienen de los registros de los instrumentos de movimiento fuerte o acelerógrafos. La aceleración expresada en porcentaje de la gravedad terrestre, ha sido hasta la fecha la medida instrumental más generalizada y un parámetro para evaluar las fuerzas sísmicas inducidas en las estructuras. La aceleración máxima del terreno es un valor que representa la máxima sacudida de este y, por lo tanto, es también un parámetro útil para evaluar la intensidad registrada en determinado sitio.

2.18 Escala de intensidad de Mercalli (modificada)

Grado	Descripción
I	No es sentido por las personas, registrado por los instrumentos sismográficos.
II	Sentido sólo por pocas personas en reposo, especialmente en los pisos superiores, objetos suspendidos pueden oscilar.
III	En el interior de edificaciones, especialmente en pisos superiores, pero muchos pueden no reconocerlo como temblor, vibración semejante a la producida por el paso de un vehículo liviano, objetos suspendidos oscilan.
IV	Objetos suspendidos oscilan visiblemente, vibración semejante a la producida por el paso de un vehículo pesado, vehículos estacionados se bambolean, cristalería y vidrios suenan, puertas y paredes de madera crujen.
V	Sentido aun en el exterior de edificios, permite estimar la dirección de las ondas, personas dormidas se despiertan, el contenido líquido de recipientes y tanques es perturbado y se puede derramar, objetos inestables son desplazados, las puertas giran y se abren o cierran, relojes de péndulo se paran.
VI	Sentido por todas las personas, muchos sufren pánico y corren hacia el exterior, se tiene dificultad en caminar establemente, vidrios y vajillas se quiebran, libros y objetos son lanzados de los anaqueles y estantes, los muebles son desplazados o volcados, el revoque y enlucido de mortero de baja calidad y mampostería tipo D se fisuran, campanas pequeñas tanen.
VII	Se tiene dificultad en mantenerse parado, percibido por los conductores de vehículos en marcha, muebles se rompen, daños y colapsos en mampostería tipo



D, algunas grietas en mampostería tipo C, las chimeneas se fracturan a nivel de techo, caída del revoque de mortero, tejas, cornisas y parapetos sin anclaje, algunas grietas en mampostería de calidad media, campanas grandes tañen, ondas en embalses y depósitos de agua.

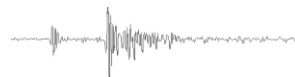
- VIII La conducción de vehículos se dificulta, daños de consideración y colapso parcial en mampostería tipo C, algún daño en mampostería tipo B, algún daño en mampostería tipo A; caída del revoque del mortero y de algunas paredes de mampostería, caída de chimeneas de fábricas, monumentos y tanques elevados, algunas ramas de árboles se quiebran, cambio en el flujo de pozos de agua, grietas en terreno húmedo y en taludes inclinados.
- IX Pánico general, construcciones de mampostería tipo D totalmente destruidas, daño severo y aun colapso de mampostería tipo C, daño de consideración en mampostería tipo B, daño a fundaciones, daños y colapsos de estructuras aporticadas, daños en ensambles y depósitos de agua, rupturas de tubería cerrada, grietas significativas visibles en el terreno.
- X La mayoría de las construcciones de mampostería y a base de pórticos destruidas, algunas construcciones de madera de buena calidad dañadas, puentes destruidos, daño severo a represas, diques y terraplenes, grandes deslizamientos de tierra, el agua se rebalsa en los bordes de ríos, lagos y embalses, rieles de ferrocarril deformados ligeramente.
- XI Los rieles de ferrocarril deformados severamente, ruptura de tuberías enterradas que quedan fuera de servicio
- XII Destrucción total, grandes masas de rocas desplazadas, las líneas de visión óptica distorsionadas, objetos lanzados al aire.

Tipo de Mampostería A Buena calidad de ejecución, mortero y diseño; reforzada y confinada empleando varillas de acero; diseñada para resistir cargas laterales de sismo.

Tipo de Mampostería B Buena calidad de ejecución; reforzada, pero no diseñada específicamente para resistir cargas laterales de sismo.

Tipo de Mampostería C Calidad de ejecución media, sin refuerzo y no diseñada para resistir cargas laterales.

Tipo de Mampostería D Materiales de baja resistencia, tal como adobe; baja calidad de ejecución; débil para resistir cargas laterales.



2.19 Isosistas y atenuación de intensidad

Las isosistas son líneas en el mapa que unen puntos en la superficie en que se registra u observa igual intensidad o también pueden ser líneas que separan zonas con intensidades diferentes.

La atenuación de la amplitud de las ondas no es constante y varia según las características del medio y de las formaciones geológicas que atraviesan.

2.20 Aceleración

La aceleración máxima del terreno es un parámetro para expresar la sacudida del terreno en cm/s^2 o en porcentaje de la gravedad %g, otro parámetro importante es la velocidad del terreno en cm/s .

La aceleración es registrada de manera instrumental mientras que la velocidad y desplazamientos del terreno se determinan mediante una integración del registro de aceleraciones.

Los acelerógrafos son instrumentos que registran las vibraciones del terreno inducidas por eventos sísmicos: los registros resultantes, que muestran la variación de la aceleración del terreno en función del tiempo se llama acelerograma.

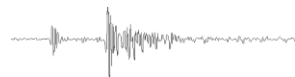
La aceleración se ha constituido así en el parámetro base para el análisis estructural y el diseño sismo-resistente.

Los sismógrafos, debido a su alta sensibilidad, generalmente no son aptos para registrar la sacudida violenta del terreno en el área epicentral. Para este fin se diseñaron los instrumentos de movimiento fuerte o acelerógrafos.

Los acelerógrafos son portátiles y compactos a prueba de intemperismo, de construcción robusta para permitir su transporte en vehículo sobre terreno accidentado, son fáciles de instalar y calibrar, no requieren mantenimiento frecuente y son operados con baterías recargables. Los acelerógrafos son capaces de registrar tres componentes de movimiento, a saber, dos componentes horizontales ortogonales entre si y una componente de movimiento vertical.

Los acelerógrafos operan con el mismo principio que los sismógrafos y la mayoría contienen péndulos mecánicos que corresponden al movimiento del terreno. Los instrumentos digitales tienen un sensor que produce un voltaje proporcional a la aceleración y mediante un convertidor electrónico A/D (analógico/digital) convierte la señal eléctrica y la registra en forma digital.

A diferencia de los sismógrafos que operan en forma continua las 24 horas del día, los acelerógrafos inician automáticamente el registro cuando la intensidad del movimiento del terreno sobrepasa determinado límite prefijado.



2.21 Fenómenos de amplificación

Según las leyes de atenuación, la intensidad del movimiento disminuye con la distancia del epicentro. Sin embargo, se conoce desde hace tiempo que la intensidad y, consecuentemente, la cuantía de los daños producidos por los terremotos, no es solo en función de la magnitud del sismo y de la distancia epicentral, la sacudida del terreno varia significativamente de un sitio a otro y depende de la conformación del subsuelo y de la forma del terreno, muchas variables afectan la amplitud de las ondas sísmicas; en general se reconoce que los siguientes aspectos influyen en la intensidad y en las características del movimiento del terreno:

- ❖ Las condiciones geológicas del subsuelo
- ❖ La topografía del terreno
- ❖ El mecanismo del terremoto

En general se reconoce que existe una relación entre la intensidad del movimiento del terreno, la severidad del daño ocasionado a edificaciones y las condiciones locales del suelo. La ley de la conservación de energía permite concluir que el desplazamiento de las partículas, asociado a ondas sísmicas que se propagan en un cuerpo sólido. Debe incrementar al pasar de un medio de alta velocidad de propagación a un medio de baja velocidad. Así, teóricamente se ha determinado que la aceleración asociada con las ondas sísmicas aumenta en la superficie al pasar de un lecho rocoso (alta velocidad) a través de un estrato de sedimentos blandos (baja velocidad); el aumento depende de la relación de velocidades de propagación en los dos medios y de la profundidad de la columna de suelo.

La intensidad de la sacudida del terreno y la cuantía de daños serán mayores en suelos blandos sin consolidar que en suelo firme rocoso. Cuando las ondas P y S alcanzan la superficie, gran parte de su energía es reflejada de nuevo hacia el interior de la tierra, haciendo que la superficie terrestre sea afectada por tres ondas que se mueven simultáneamente hacia arriba y hacia abajo. Así generalmente cerca de la superficie ocurre una amplificación de las ondas respecto al tren de ondas incidente. La comparación de registros en pozos profundos con registros en la superficie, muestran claramente la amplificación de las ondas cerca de la superficie terrestre.

El caso más notorio de amplificación dinámica de las ondas sísmicas ha sido la capital de la república mexicana, la ciudad de México, asentada en su mayor parte sobre los sedimentos blandos y saturados del lago de Texcoco, ha sufrido en varias ocasiones los efectos de los sismos lejanos con origen en zona de subducción en la costa del pacífico. La condición del subsuelo tan peculiar en ciudad de México, resultante de sedimentos saturados en el lecho del histórico lago de Texcoco, hace que estos estratos aluviales muestren periodos fundamentales de vibración de 2 a 3 segundos, susceptibles por lo tanto, de entrar en resonancia con ondas



sísmicas de periodo largo; esta característica del subsuelo en la capital de México es la causa de que el movimiento del lecho rocoso producido por sismos lejanos, sea amplificado en la zona del antiguo lago.

Las ondas sísmicas pueden ser amplificadas a través de estratos de suelos aluviales blandos y la respuesta de las estructuras puede aumentar considerablemente si el periodo natural de vibración de los mismos coincide con el periodo predominante de la columna de suelo, dándose el fenómeno de resonancia.

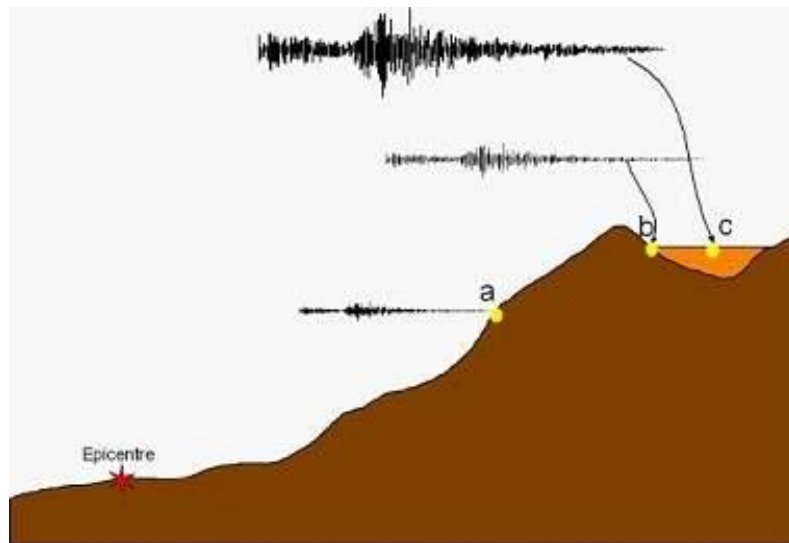


Fig. 22 Ejemplo de amplificación de las ondas sísmicas a través de diferentes estratos

2.22 Condiciones de topografía

La topografía del terreno influye significativamente en la intensidad del movimiento sísmico y puede mostrar un efecto amplificador o atenuador. Se han realizado análisis teóricos cuyos resultados indican que ciertas formas topográficas, especialmente montes y valles, muestran varios grados de amplificación. Dependiendo del contenido de frecuencias, de la dirección y del Angulo de incidencia de las ondas sísmicas, aumenta la amplitud del movimiento; en los bordes de valles, en la cresta y en las laderas de las colinas se ha determinado analíticamente un incremento en la intensidad de la vibración, en el fondo del valle, en cambio un efecto atenuador; por otro lado, en terremotos recientes se ha observado y comprobado los efectos de amplitud, debido a irregularidades en la topografía del terreno, al observar un aumento en la cuantía de daños en edificaciones localizadas en la cima de colinas y en el borde de valles, comparadas con edificaciones similares en terreno plano. Un efecto atenuador, en cambio, ha sido registrado instrumentalmente en el fondo de los valles.

2.23 Instrumentación sísmica en México

La instrumentación y estudio de la actividad sísmica en México, remonta a principios del siglo al crearse, en 1910, el servicio sismológico nacional del observatorio de Tacubaya en la Cd de México. Los primeros instrumentos ahí instalados fueron sismógrafos wiechert de periodo corto.

El macrosismo de julio de 1957 de magnitud 7.5 y con epicentro en San Marcos, Guerrero, cerca de Acapulco, causó muchas víctimas y daños materiales sacudiendo fuertemente la Cd. de México. Fue tan severo el movimiento, que las agujas de los sismómetros de Tacubaya saltaron, perdiéndose gran parte del registro.

En 1960 el instituto de ingeniería de la UNAM, instaló dos acelerógrafos Akashi SMAC B para registrar movimientos intensos en la Cd. de México.

La mayoría de los aparatos se utilizaron para registrar aceleraciones en las grandes presas hidroeléctricas, como infiernillo, El Novillo, Soledad, Malpaso y Santa Rosa, entre otras. Además de los registros autónomos se inició en 1970, en el instituto de ingeniería, la construcción de una red tele-sísmica, SISMEX, mediante la cual se enviaban simultáneamente, a través de enlaces radiofónicos, señales sismológicas y acelerográficas de doce estaciones ubicadas en el Distrito Federal y estados aledaños, hacia un puesto central en ciudad universitaria.

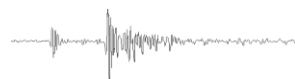
La instrumentación sísmica para fines de ingeniería tuvo un importante auge durante la década de los setentas con la aparición del acelerógrafo SMA-1, también de tipo fotográfico. Durante estos años, la red para el registro de temblores fuertes aumentó a 80 estaciones aproximadamente, cubriendo toda la zona sísmica del país, desde Baja California Norte, hasta el estado de Chiapas.

Los estudios e investigaciones derivadas de esta información instrumental, contribuyeron sustancialmente al conocimiento del comportamiento dinámico de suelos y estructuras e impulsaron en forma importante la ingeniería sísmica en México.

Con la aparición de las tecnologías electrónicas de bajo consumo, comenzaron a desarrollarse registradores sísmicos digitales de alta resolución. Con estos aparatos comienza una nueva etapa en la instrumentación sísmica.

Un punto culminante en la historia de la instrumentación sísmica en México lo marcan los macrosismos de septiembre de 1985. A principios de ese año, como un esfuerzo conjunto del Instituto de Ingeniería, UNAM, y la universidad de California, San Diego, se inició la instalación de una red digital de 30 estaciones en la zona de subducción del pacífico al lo largo de las costas de Guerrero y Michoacán.

En conjunto, esta red instrumental permitió un amplio registro de estos singulares eventos, tanto en la zona epicentral, como en la ciudad de México, en donde ocurrieron los mayores



daños. Produjo un extenso y valioso catalogo de acelerograma trascendente para la sismología y la ingeniería sísmica mundial.

Desde entonces se hizo evidente la necesidad de incrementar el número de estaciones de registro en México con el fin de apoyar el estudio de las características y comportamiento dinámico de los suelos y estructuras, particularmente en el valle de México. Para tales efectos nuevas instituciones se abocaron a la tarea de expandir y complementar las redes acelerográficas existentes con modernos y sofisticados equipos de registro.

2.24 Instrumentos de Registro

Para conocer las características de los temblores es necesario registrarlos de manera que posteriormente se les pueda estudiar, con el fin de precisar su magnitud, localización, la duración del movimiento, sus direcciones principales, etc. Para ello se emplean principalmente sismógrafos y acelerógrafos, que registran el movimiento del terreno al paso de las ondas sísmicas. El principio de operación de ambos equipos es el mismo y consiste de una masa suspendida por un resorte y un amortiguador; este permite a la masa permanecer en reposo con respecto al movimiento del terreno. Si se sujeta la masa suspendida un lápiz que pueda dibujar en un papel pegado sobre un cilindro que gira a velocidad constante, se obtiene así un registro del movimiento del suelo llamado sismograma o acelerograma.

Los sismógrafos modernos, utilizan este mismo principio de operación, sólo que para su implementación, utiliza componentes mecánicos y eléctricos para obtener una señal eléctrica proporcional al movimiento del suelo (velocidad), la cual puede almacenarse en forma local, convertida a un formato digital y/o ser transmitida por algún medio de comunicación (teléfono, radio, satélite, internet) hasta un centro de registro y evaluación.

El movimiento del terreno se mide usualmente en direcciones: vertical, norte-sur y este-oeste.

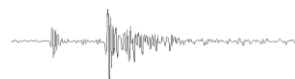
Sin embargo, cuando a corta distancia ocurre un sismo muy fuerte, el sismógrafo no es capaz de registrarlo íntegramente, pues por su gran sensibilidad produce un sismograma saturado. Para registrar estos movimientos fuertes de gran intensidad, se utilizan otro tipo de instrumentos llamados acelerógrafos.

A diferencia de los sismógrafos, independientemente de la magnitud del sismo, una característica de los acelerógrafos es la de registrar la aceleración del terreno, expresada como fracción de la gravedad terrestre.

Existen diversas modalidades de registro: tiras de papel, cintas magnéticas analógicas y digitales, y película; comúnmente las dos últimas se emplean en los acelerógrafos.

2.25 Redes de observación sísmica en México

Al conjunto de instrumentos de registro sísmico (sismógrafos y acelerógrafos), distribuidos en determinada zona para analizar la sismicidad, local o regional, se le denomina red de observación sísmica. En México contamos con redes para el registro y análisis de sismos en las



principales regiones sísmicas del país. También se cuenta con redes para el registro de sismos locales en torno a algunas presas y en la nucleoelectrónica de Laguna Verde.

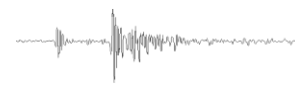
Los primeros sismógrafos en México fueron instalados en 1906 por el Servicio Sismológico Nacional (SSN). Actualmente depende de la Universidad Nacional Autónoma de México y cuenta con una red de modernos sismógrafos distribuidos en gran parte del territorio nacional, siendo su principal objetivo el de proporcionar información oportuna sobre la ocurrencia de sismos en el país y determinar su localización (epicentro) y su magnitud.



Fig. 23 pagina electrónica del Servicio Sismológico Nacional.

Existen otras redes sísmicas locales operadas por diversas instituciones y universidades, como la red del Valle de México del instituto de Geofísica, SISMEC del Instituto de Ingeniería, la red sísmica de Colima (RESCO) de la universidad de Colima, la Red del Noroeste de México (RESNOR) del CICESE, la Red de Puebla de la BUAP, etc.

En relación con las redes acelerográficas en México, también existen numerosas instituciones encargadas de su operación. En 1960 se instalaron en la Ciudad de México los primeros acelerógrafos. En los años posteriores, la red acelerográfica en México creció rápidamente, en particular después de los sismos de 1985. Para el año 2001, la red contaba con 547 instrumentos localizados principalmente en la Ciudad de México y estados vecinos, a lo largo de la zona de subducción en la costa del Pacífico y el noroeste del país.



Cabe señalar que los instrumentos acelerográficos que registraron en el Distrito Federal los terremotos de los días 19 y 20 de Septiembre de 1985 eran diez, todos a cargo del Instituto de Ingeniería de la UNAM.

Con base a estos registros, fue posible adecuar en su momento el Reglamento de Construcción para el Distrito Federal, pues se incorporaron normas de diseño mas estrictas que permiten construir estructuras mas resistentes a los sismos.

Sin embargo, puesto que la respuesta sísmica en diferentes zonas de la Ciudad de México es variable principalmente debido a las características del subsuelo, fue necesario extender y distribuir la Red Acelerográfica, en zonas de terreno duro (en el poniente de la ciudad), en áreas de terreno de transición y en zona donde antiguamente se ubicaban los lagos de Texcoco y de Xochimilco, con suelos arcillosos blandos. Para ello la Fundación Javier Barros Sierra instaló 40 acelerógrafos y la Fundación ICA otras 30 estaciones de acelerógrafos de superficie y 2 acelerógrafos subterráneos.

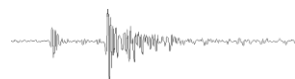
A finales de 1989, en la Ciudad de México, el Centro Nacional de Prevención de Desastre (CENAPRED) inició la instalación de 10 estaciones acelerográficas con sensores de superficie y de pozo profundo.

Hasta noviembre del 2001, esta red de 108 aparatos de medición ha permitido conocer con mayor precisión la distribución de algunos parámetros de movimientos sísmicos: aceleraciones, velocidades, desplazamientos máximos, y la energía que afecta a las construcciones, y ha aportado datos, que los investigadores utilizan en numerosos estudios.

Adicionalmente, con la participación de diversas instituciones y centros de investigación algunos edificios y puentes del país fueron instrumentados para registrar y estudiar su comportamiento ante sismos de diferentes magnitudes, determinar la variación de sus propiedades dinámicas, estimar sus posibles pérdidas de rigidez de los elementos estructurales y los efectos de interacción suelo – estructura. Con el objetivo de contribuir a mejorar los criterios de análisis, diseño y evaluación estructural. La información derivada de registros sísmicos obtenidos en edificios instrumentados permite a ingenieros e investigadores mejorar las normas de diseño contenidas en el Reglamento de Construcción del Distrito Federal, en cada una de las zonas, de acuerdo con su riesgo sísmico específico.

Con el objetivo de organizar y diseminar toda esta información sobre instrumentación y registros de movimientos fuertes, en 1992 varias instituciones, que operan redes de acelerógrafos y procesan datos, establecieron un acuerdo para comenzar de manera coordinada la creación de la Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes. En 1999 contaba ya con 13,545 registros de aceleración.

Además de la red acelerográfica en la ciudad de México, existen redes en diferentes partes del país, principalmente en la zona de subducción a lo largo de las costas del Pacífico. El instituto



de Ingeniería de la UNAM, opera una red de acelerógrafos en Michoacán, Guerrero y Oaxaca, principalmente. La Red Interuniversitaria de Instrumentación Sísmica (IRIS), la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla (BUAP), la Red del Noroeste de México (RESNOR) del CICESE de Baja California y la Comisión Federal de Electricidad (CFE) cuentan también con redes locales.

2.26 Sistema de alerta sísmica

En la Ciudad de México opera desde hace cerca de 10 años un Sistema de Alerta Sísmica, desarrollado por el centro de Instrumentación y Registro Sísmico de la Fundación Javier Barros Sierra que es prácticamente único en el mundo. Se basa en el hecho de que los sismos que mas afectan a la ciudad ocurren a gran distancia de la misma, en la costa de océano Pacífico, por lo que las ondas que producen la vibración del terreno y los daños, tardan más de un minuto en llegar a la ciudad, lo que permite instalar una red de instrumentos a lo largo de la costa, que detecte el sismo en el momento en que ocurre y envíe una señal de radio a una estación de control en la Ciudad de México, que puede disparar una señal de alerta con cerca de 50 segundos de anticipación a que comience la sacudida en la ciudad. El sistema ha sido utilizado en planteles escolares y en algunos edificios públicos, donde se espera que la población desaloje rápida y ordenadamente los edificios y se reúna en las zonas de seguridad al escuchar la señal de alarma.

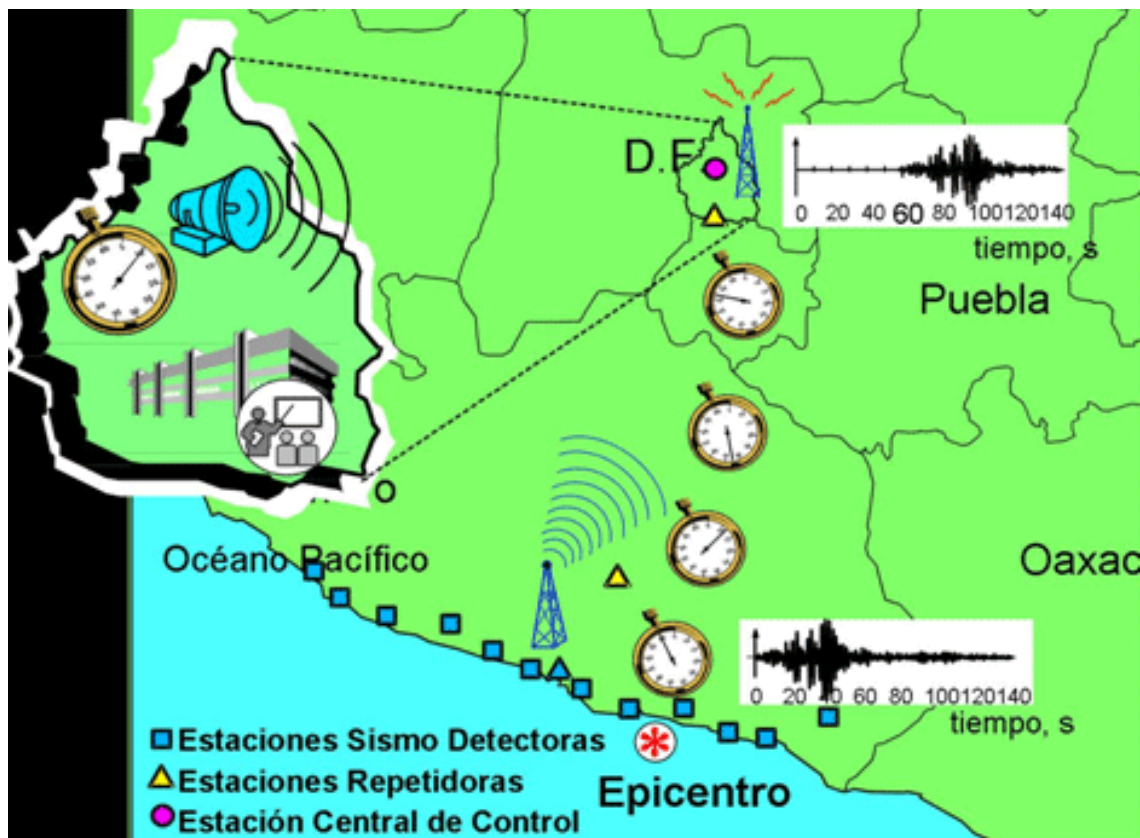


Fig. 24 Sistema de alerta sísmica.



2.27 Red de información sísmica del Centro Nacional de Prevención y Desastres (cenapred)

Esta red consta de 17 estaciones autónomas de registro y un puesto central de recepción y procesamiento de la información, ubicado en las instalaciones del CENAPRED. La red esta dividida en dos subredes.



Fig. 25 Logotipo del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED)

2.28 Sub-red Acapulco-México

Consta de cinco estaciones acelerográficas, uniformemente distribuidas entre Acapulco y la ciudad de México. El propósito fundamental de este sistema es el registro de los temblores en la zona epicentral de Guerrero, y el estudio de las características de propagación de las ondas sísmicas en su trayectoria hacia la Ciudad de México.

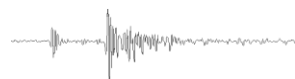
Los instrumentos de medición son acelerógrafos digitales triaxiales de alta resolución, con registro local. Algunos de estos equipos están interconectados con el puesto central de registro en el CENAPRED, vía telefónica. Los equipos están instalados dentro de una caseta metálica y operan continuamente utilizando paneles con celdas solares y baterías, además cuenta con un sistema interno de posicionamiento global. (GPS) que permite obtener un registro preciso del tiempo.

2.29 Sub-red de la Cd. de México

Esta subred consta de 12 estaciones. La distribución de estaciones de esta subred se hizo con base en la zonificación geotécnica de la ciudad, acorde con el tipo de terreno por estudiar.

Los objetivos principales de este sistema son el estudio de las características de las ondas sísmicas incidentes en el Valle de México provenientes de la costa del Pacífico, y el comportamiento de terrenos diversos bajo excitación sísmica.

Por esta razón, en la mayoría de las estaciones se instalaron no solo acelerógrafos en la superficie, sino también sensores triaxiales en pozos profundos de diferentes cotas. Los sensores de pozo menos profundos se localizan a la mitad del primer estrato blando de arcilla; los sensores mas profundos, a la mitad del estrato duro. Las estaciones están comunicadas al puesto central del registro mediante enlaces de telemetría por radio. El subsidio de energía eléctrica se obtiene de la red comercial. Posteriormente, se incorporó a la red un edificio rehabilitado que fue instrumentado con siete acelerógrafos, así como el puente vehicular Impulsora.



2.30 Riesgo sísmico

Concepto de riesgo sísmico.

Los terremotos fuertes son los causantes de las catástrofes naturales tan terribles, que se calculan en mas de catorce millones el número de victimas que han provocado en todo el mundo desde 1775, cuando un sismo destruyo Lisboa. Durante el siglo pasado se han producido en el mundo más de 1100 terremotos fuertes, ocasionando la perdida de más de un millón y medio de personas.

Ejemplos que se refieren solo al último cuarto de siglo pasado, demuestran las grandes perdidas producidas por terremotos tan destructivos como los de Rumania (1977), Chile (1985), México (1985), Armenia (1988), Estados Unidos (1987, 1989, 1994), Colombia (1983, 1994) o Kobe (1995) y para este siglo Haití (2010), Chile (2010), Nueva Zelanda 2011 y Japón 2011. Por todo ello, en el mundo entero empezaron a realizarse investigaciones para encontrar medidas que permitan mitigar en efecto de los desastres sísmicos.

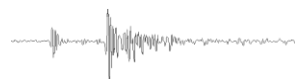
Obviamente a la pérdida de vidas humanas debe añadirse las también cuantiosas pérdidas ocasionadas por la interrupción de la actividad económica, de las líneas de comunicación y de los servicios públicos.

En este contexto el riesgo sísmico se ha definido como las perdidas esperadas en un elemento en riesgo durante un periodo de tiempo especificado. El elemento en riesgo puede ser un edificio, un grupo de edificios, una zona urbana, una ciudad entera o las personas que viven en los mencionados edificios o ciudad. Pero el elemento en riesgo también podría ser la actividad económica desarrollada en la zona, los servicios públicos o las líneas de comunicación. Por este motivo, el riesgo puede medirse en términos de pérdidas de vidas humanas, de pérdidas económicas, o de daño físico de las estructuras, dependiendo dicha definición de cual es el elemento en riesgo.

La principal causa de grandes pérdidas humanas y económicas que se producen en el mundo debido a los terremotos es el comportamiento sísmico inadecuado de las estructuras. Concretamente, hay que señalar que la causa del mayor número de víctimas durante los terremotos se debe al colapso de los edificios.

Los edificios de concreto reforzado son generalmente más seguros, es decir, la probabilidad de que colapsen es menor. Sin embargo, se ha observado que su falla produce mayor porcentaje de victimas entre sus ocupantes que el de los edificios de mampostería. Además durante la mayoría de los desastres sísmicos urbanos ocurridas durante la segunda mitad del siglo pasado, se produjeron fallas muy graves de edificios de concreto reforzado.

Si el daño físico sufrido por los edificios durante los terremotos es el que más contribuye a las pérdidas económicas en una zona urbana, el número de victimas esta fuertemente influenciado por el número de edificios de la zona que se colapsan. Por otra parte las pérdidas económicas



directas de un edificio, expresadas mediante la relación entre los costos de reparación y los de reposición son la suma de las contribuciones de todos los estados de daño experimentados por los elementos estructurales y no estructurales del edificio.

2.31 Definición de riesgo sísmico desde el punto de vista estructural.

Haciendo referencia solamente al comportamiento de las estructuras, el riesgo sísmico puede definirse como el grado de pérdidas esperadas que sufren las estructuras durante un lapso de tiempo que permanecen expuestas a la acción sísmica. A dicho lapso de tiempo se le denomina periodo de exposición o periodo de vida de las estructuras. En la evaluación del riesgo se requiere la definición previa de los conceptos de peligrosidad y vulnerabilidad sísmica.

- Peligrosidad Sísmica; Representa la probabilidad de ocurrencia, dentro de un periodo específico de tiempo y dentro del área dada, de un movimiento sísmico del terreno de un nivel de severidad determinado.
- La vulnerabilidad Sísmica de una estructura; Grupo de estructuras o de una zona urbana completa se define como su predisposición intrínseca a sufrir daño ante la ocurrencia de un movimiento sísmico de una severidad determinada. La vulnerabilidad esta directamente relacionada con las características de diseño de la estructura.

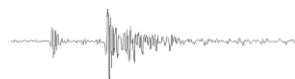
Es obvio que los avances que se realizan en el campo del diseño de estructuras pueden aplicarse solamente a las estructuras nuevas. Sin embargo, el número de estas es muy pequeño en comparación con el número total de estructuras existentes en una zona. Consecuentemente, para estructuras antiguas. Dicha mejora requiere una evaluación previa del comportamiento sísmico esperado de las estructuras de la zona, lo que ha sentado las bases de los estudios de vulnerabilidad sísmica de las estructuras. Estos están orientados hacia la predicción de daños esperados en estructuras, en el supuesto de que ocurra un terremoto de cierta fuerza.

Las definiciones y las explicaciones anteriores hacen referencia a la interrelación existente entre peligrosidad, vulnerabilidad y riesgo sísmico; el riesgo depende tanto de la vulnerabilidad de la estructura como de la peligrosidad en el sitio y se expresa en costos que pueden ser de cualquier tipo: físico, mecánico, económico, financiero, de indemnización, social, humano, etc.

Para realizar con más profundidad los conceptos introducidos, es necesario examinar los fenómenos que se producen desde el punto de emisión de las ondas sísmicas, denominado foco, hasta que dichas ondas alcanzan una estructura.

2.32 Regionalización sísmica

El territorio mexicano está clasificado según el peligro sísmico al que están sujetas las construcciones. Se han delimitado cuatro zonas: A, B, C, y D, cuyo peligro es de menor a mayor. Básicamente se determinaron en función de la sismicidad propia de cada región.



A esta clasificación se le conoce como regionalización sísmica y tiene como objetivo principal, junto con manuales de obras civiles, proporcionar a los diseñadores y constructores la información necesaria para el cálculo de valores para diseño de obras, de tal manera que resulten suficientemente seguras y su costo no sea excesivo. Se advierte que esta regionalización es aplicable a estructuras construidas en terreno firme: no se toma en cuenta el fenómeno de amplificación del movimiento sísmico por efecto de suelos blandos. Esto puede ser decisivo para el peligro sísmico de algunos lugares, como la Ciudad de México.

Utilizando los datos del censo poblacional del año 2000 y la regionalización sísmica, pueden tener una estimación del volumen de población mas expuesto al fenómeno sísmico.

En las zonas C y D (de mayor peligro), que de juntas incluyen 1001 municipios de los 2443 que tiene la Republica Mexicana, se concentraron para entonces poco mas de 24 millones de habitantes.

Si a éstos se agregan los 8.6 millones correspondientes al Distrito Federal, área donde la amplificación del movimiento sísmico en terreno blando implica un nivel de peligro alto, se tiene que cerca de 32.6 millones de un total de 97.4 millones de habitantes (aproximadamente el 33%) están expuestos a este nivel de peligro por sismo alto o severo.

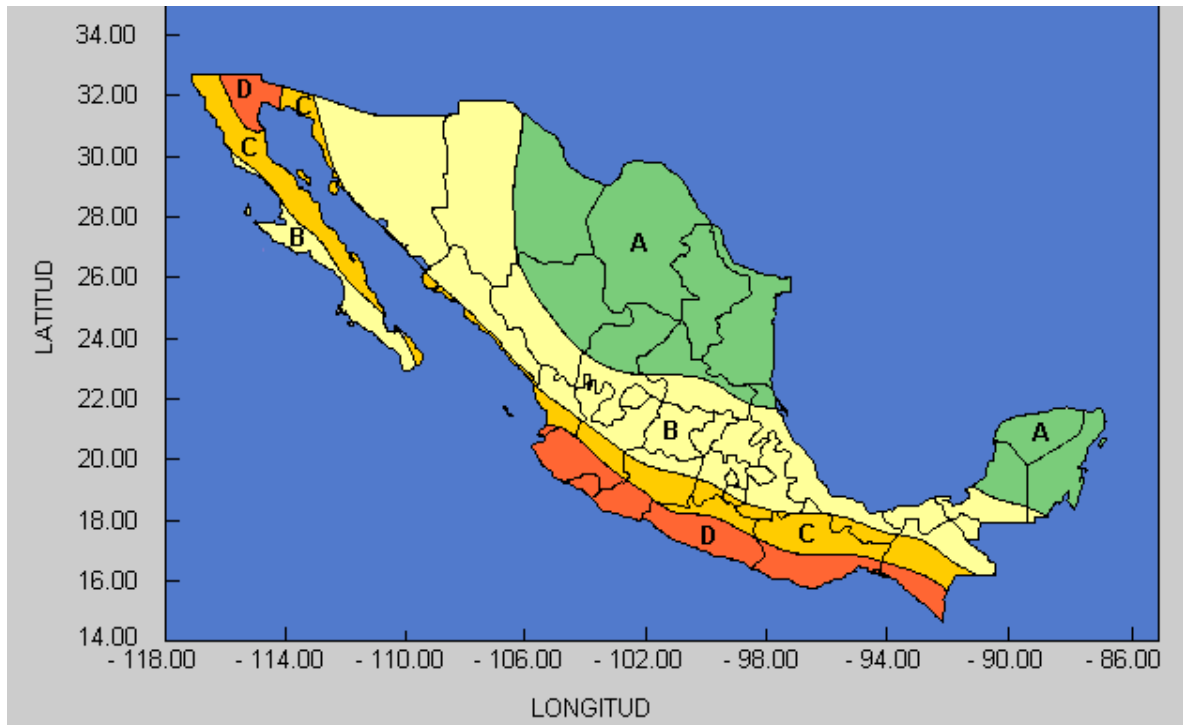


FIG. 26 Zonas sísmicas de la Republica Mexicana



2.33 Efectos locales y microzonificación

Las leyes de atenuación y los mapas de regionalización reflejan la propagación de las ondas sísmicas en la roca de la corteza. El movimiento en la superficie del terreno en un sitio dado puede diferir radicalmente del que se tiene en la roca base, por alteraciones de las ondas debidas a efectos geológicos, topográficos y de rigidez del subsuelo. La importancia de estas alteraciones, llamadas en términos generales “efectos locales”, se reconoce cada vez mas en años recientes y ha conducido a la necesidad de estudios de microzonificación de las áreas de asentamientos humanos para detectar aquellas zonas que presentan problemas especiales.

Fenómenos locales extremos se tienen en zonas de suelos inestables donde la vibración sísmica puede provocar fallas de suelo, deslizamientos de laderas o problemas de licuación. Estas zonas deben identificarse con los estudios geotécnicos específicos.

La presencia de estratos de suelo blando por los que transitan las ondas sísmicas para llegar a la superficie, altera en forma significativa las características de las ondas. Se filtran las ondas de periodo corto y se amplifican las ondas de periodo largo. En general, la intensidad sísmica aumenta en los sitios de terreno blando y los daños en los sismos importantes han sido sistemáticamente mas graves en estos sitios que en los de terreno firme.

Un área donde los efectos de sitio son extraordinariamente importantes es en el valle de Mexico. Por estar lejos de la costa del pacifico donde se generan sismos de gran magnitud, esta área se ubica en una región de peligro sísmico moderado. Sin embargo, condiciones geológicas particulares de esta área producen una amplificación generalizada de las ondas sísmicas en toda la región, independientemente del tipo de terreno. No obstante, el efecto del suelo local más importante es el de las ondas que llegan al valle por la roca base sufren modificaciones y amplificaciones extraordinarias al transmitirse hacia la superficie a través de los estratos de arcilla sumamente compresible que existen en las zonas correspondientes a los lechos de los antiguos lagos que hubo en el valle de México.



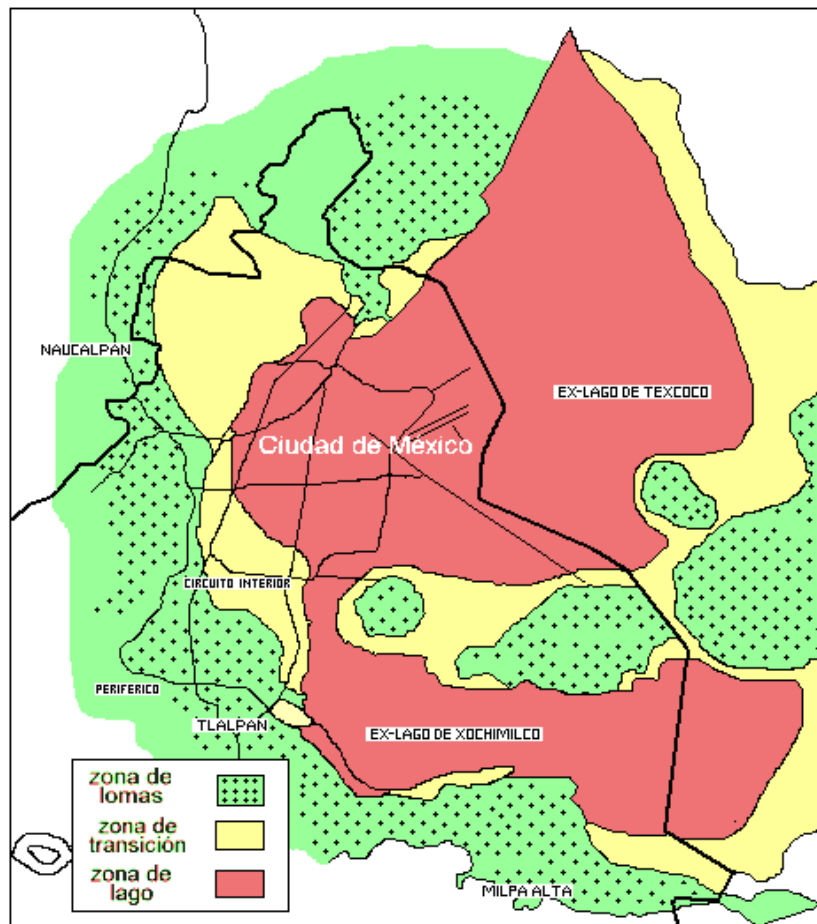


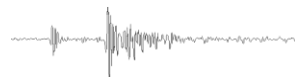
Fig. 27. Zonificación del Valle de México.

2.34 Brecha sísmica de Guerrero

Se conoce como brecha sísmica aquel segmento de contacto entre placas en el que no se ha producido un temblor de importancia (magnitud mayor que 7 grados) en un lapso relativamente grande, que para México los investigadores han definido como de más de 30 años.

Cuando la brecha sísmica libera su energía (produciendo un temblor), es necesario un nuevo periodo de acumulación de energía, hasta que se rebase la resistencia de las rocas o la fricción entre ellas y se origine en el lugar un nuevo temblor.

Una de las brechas sísmicas que en México pueden generar uno o varios sismos de gran magnitud en un futuro cercano es aquella de la costa de Guerrero. En la comunidad científica existe consenso cerca de que actualmente la zona de mayor potencial sísmico en nuestro país es la brecha de Guerrero. En su porción noroeste (Zihuatanejo – Acapulco), se originaron grandes sismos en 1899 (M 7.9), 1907(M 7.6), 1908(M 7.5, 7.0), 1911(M 7.5); desde entonces no han ocurrido temblores importantes en esa zona. En la porción sureste de esta brecha



(desde Acapulco hasta los límites de Oaxaca), no se han verificado eventos de importancia después de los terremotos de 1957(M 7.8), 1962(M 7.2, 7.1) y 1989 (M 6.9).

De acuerdo con el tamaño de la brecha, la magnitud del sismo que se puede llegar a presentar puede ser superior a los 8.0 grados; no obstante, existe la posibilidad que en vez de un solo sismo grande, sucedan varios de menor magnitud en un periodo relativamente corto. Es necesario aclarar que no se puede precisar una fecha de ocurrencia del temblor; solamente se definen zonas con mayor probabilidad de ocurrencia.

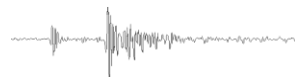


Fig. 28 Actividad sísmica de la brecha de Guerrero durante el año 2010. (SSN)

2.35 Registros sísmicos y acelerograma

Entre los aparatos para medir los sismos se encuentran los sismógrafos, que se usan principalmente para determinar los epicentros y mecanismos focales. Para fines de ingeniería los más importantes son los acelerógrafos que proporcionan la variación de aceleraciones con el tiempo en el lugar donde están colocados. El número y la calidad de estos aparatos ha aumentado extraordinariamente en los años recientes y ha permitido grandes avances en el conocimiento de las características de la excitación sísmica inducida en las construcciones. Los mismos aparatos colocados en los edificios permiten determinar la respuesta de estos a la acción sísmica.

Los acelerógrafos contienen sensores dispuestos de manera de registrar la aceleración del terreno en tres direcciones ortogonales (dos horizontales y una vertical). Los parámetros más importantes para definir la intensidad del movimiento y sus efectos en las estructuras son la aceleración máxima, expresada generalmente como fracción de la gravedad, la duración de la



fase intensa del movimiento, y el contenido de frecuencias. Este último se refiere a la rapidez del cambio de dirección del movimiento y es importante en cuanto a definir el tipo de estructura que será mas afectado. Este último punto se refleja en la forma del llamado espectro de respuesta, mientras mas cercanos sean los periodos dominantes del movimiento del suelo y el periodo fundamental de vibración de la estructura, más críticos serán los efectos del sismo.

2.36 Peligro sísmico

Los estudios geológicos y la historia de la actividad sísmica permiten identificar las zonas sismogénéticas, o sea aquellas donde existen fallas tectónicas activas cuya ruptura genera los sismos. Los movimientos sísmicos del terreno se presentan no solo en zonas sismogénéticas sino en todas aquellas que están suficientemente cercanas a las mismas para que lleguen a ellas ondas sísmicas de amplitud significativa. Por lo tanto, el peligro sísmico se refiere al grado de exposición que un sitio dado tiene a los movimientos sísmicos, en lo referente a las máximas intensidades que en él pueden presentarse.

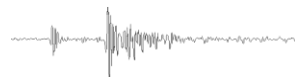
En una zona sísmica se producen sismos de diferentes magnitudes, según el tamaño del tramo de falla que se rompe en cada evento. Ocurre, generalmente, un gran número de eventos de pequeña magnitud y la frecuencia de ocurrencia disminuye en forma exponencial con la magnitud. Se suele suponer un modelo, propuesto por Gutenberg y Richter (1954), para relacionar el número de años que en promedio transcurre entre uno y otro evento de cierta magnitud. Este lapso promedio se denomina periodo de retorno, N , y aumenta con la magnitud, según la relación:

$$\text{Log } N = a + bM$$

En que: a y b ; son dos coeficientes que se definen en el grado de actividad sísmica de la zona sismogénéticas.

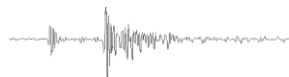
Las ondas sísmicas que se generan en la corteza terrestre por un evento de gran magnitud se propagan a mucha distancia, pero su amplitud disminuye con la distancia por efectos de dispersión y de amortiguamiento. Por lo tanto, la intensidad del movimiento en un sitio dado disminuye con su distancia al epicentro. Se han desarrollado ecuaciones empíricas para relacionar la intensidad del movimiento en un sitio con su distancia epicentral y con la magnitud del evento. Sin embargo, estas relaciones son sumamente erráticas y las ecuaciones propuestas, llamadas leyes de atenuación difieren significativamente entre si y tienen coeficiente de variación elevados.

La manera en que se atenúan los efectos sísmicos con la distancia desde la zona epicentral se aprecia directamente de las intensidades que se determinan en distintos sitios. Para los sismos importantes se constituyen mapas de isosistas, o sea líneas de igual intensidad sísmica.



El peligro sísmico en un sitio específico depende de la cercanía a fuentes de eventos de magnitud suficiente para producir intensidades significativas en el sitio.

Una forma más racional de expresar el peligro sísmico es en términos probabilistas, en función de la intensidad que tiene una probabilidad preestablecida (y pequeña) de ser excedida en un lapso comparable a la vida útil esperada de las edificaciones. En estos conceptos están basadas las regionalizaciones sísmicas que rigen en distintos países.



3 ELEMENTOS BASICOS DE DINAMICA ESTRUCTURAL.

3.1 Conceptos básicos de dinámica estructural

La dinámica estructural estudia las vibraciones de los cuerpos flexibles, aunque en muchos casos las deformaciones relativas entre algunas partes de la estructura son de orden de magnitud tan pequeño, que pueden aplicarse a los principios de la dinámica de los cuerpos rígidos en algunas porciones de la estructura.

El desarrollo de la dinámica estructural se amplió cuando comenzó a apoyarse en el uso de las maquinas computadoras.

Leyes de Newton

Uno de los conceptos fundamentales de la estática y la dinámica de cuerpos rígidos y flexibles son las leyes de newton que a continuación se mencionan.

- A. 1ª Ley de Newton. “Todo cuerpo permanece en su estado de reposo, o movimiento uniforme rectilíneo, a menos que sea obligado a cambiar ese estado debido a la aplicación de cualquier tipo de fuerzas.” Conocida también como ley de inercia aplica en cuerpos en reposo como en cuerpos donde actúan fuerzas cuya resultante es 0.
- B. 2ª Ley de Newton. “La resultante de las fuerzas que actúan sobre un cuerpo es igual a la masa del cuerpo multiplicada por su aceleración.”
- C. 3ª Ley de Newton. “A toda acción se opone una reacción de igual magnitud; o las acciones mutuas entre dos cuerpos son siempre iguales y opuestas.”

Grados de libertad.

Este concepto se entiende como el número mínimo de coordenadas necesarias para definir la posición en el espacio y en el tiempo de todas las partículas de masa del sistema. Cuando se trata de sistemas rígidos, en los cuales no puede haber desplazamiento relativo entre partículas de masa, las propiedades de la masa se pueden describir referidas a su centro de masa formando un sistema de masa concentrada.

Cuando la masa forma parte de un elemento flexible tenemos un sistema de masa distribuida y por consiguiente se puede hablar de un número infinito de grados de libertad.

Masa y peso.

La masa es una medida de la cantidad de la materia. El peso es una medida de la fuerza necesaria para impartir una aceleración dada a una masa. En la tierra, al nivel del mar, la aceleración que impone la gravedad del planeta tiene un valor aproximado de 9.81 m/s^2 , por lo



tanto el peso que tiene una masa en la tierra, al nivel del mar, es igual al producto de la masa multiplicada por la gravedad.

Rigidez.

Todo cuerpo elástico que sea sometido a fuerzas externas, ya sean estáticas o dinámicas, sufre una deformación. La rigidez se define como la relación entre estas fuerzas externas y las deformaciones que ellas inducen en el cuerpo.

La rigidez puede también definirse como la fuerza que debe aplicarse al sistema para obtener una deformación unitaria en la misma dirección y sentido de la carga.

$$K = \frac{P}{A}$$

Trabajo y energía.

El trabajo realizado por la fuerza al recorrer una distancia esta dado por la siguiente expresión.

$$W = \int_0^L F dl = FL$$

Y es igual al área bajo la curva que describe el valor de la fuerza, con respecto a su variación con la distancia recorrida.

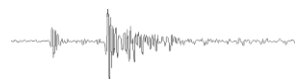
La energía de deformación o energía potencial es acumulada en el cuerpo mientras es mantenido en un estado de deformación, en cuanto entra en movimiento la energía se convierte en cinética. La energía total será la suma de estas dos.

Amortiguamiento.

Todo cuerpo que se encuentre en movimiento tiende a disminuirlo con el tiempo, esto se debe a una perdida de energía presente en el sistema, esta perdida de energía es producida por fuerzas de amortiguamiento o de fricción que obran sobre el sistema. La energía ya sea, cinética o potencial, se transforma en otras formas de energía tales como calor o ruido.

Amortiguamiento histerético.

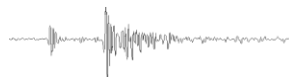
La histéresis es un fenómeno por medio del cual dos, o más, propiedades físicas se relacionan de una manera que depende de la historia de su comportamiento previo. Este tipo de amortiguamiento se presenta cuando un elemento estructural es sometido a inversiones en el sentido de la carga aplicada cuando el material del elemento se encuentra en el rango inelástico o no lineal.



3.2 Tipos de excitación dinámica

Toda estructura se ve afectada numerosas veces durante su vida por efectos dinámicos que van desde magnitudes despreciables, hasta efectos que pueden poner en peligro su estabilidad. Dentro de los tipos de excitación dinámica que pueden afectar una estructura, se tiene entre otros:

1. Causadas por sismos.
2. Causadas por equipos mecánicos.
3. Causada por impacto.
4. Causada por explosiones.
5. Causadas por viento.
6. Causadas por olas.



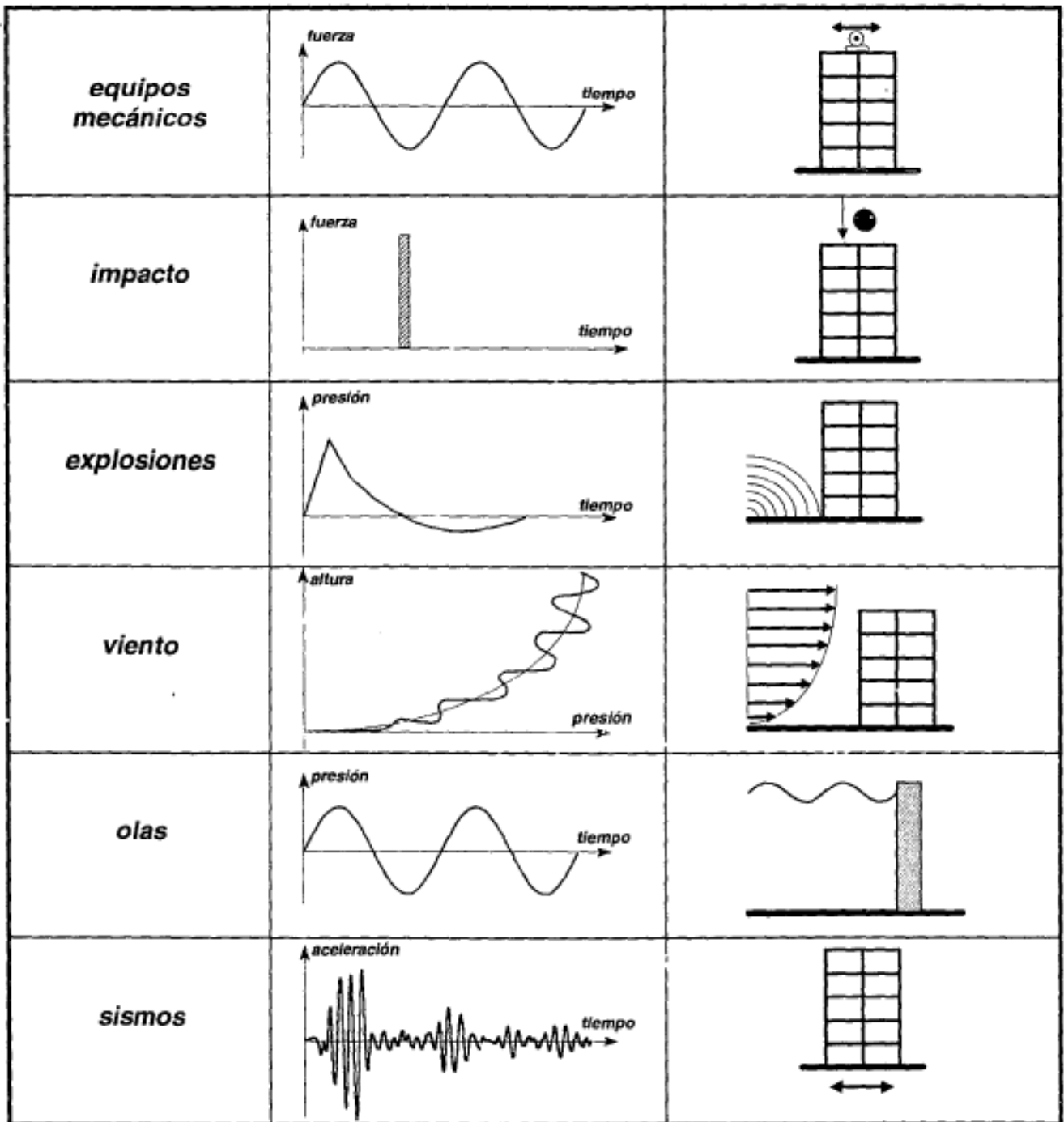
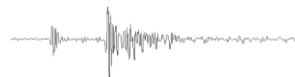


Fig. 29 Excitaciones dinámicas



3.3 La vibración

La mayoría de las actividades humanas involucran, de una u otra manera, la vibración, por ejemplo, nosotros podemos oír, ver y hablar desde el punto de vista mecánico gracias a la vibración.

La forma más simple de definirla es como un movimiento oscilatorio de ciertas características. Las vibraciones son fluctuaciones de un sistema natural, estructural o mecánico alrededor de su posición de equilibrio, estas se inician cuando un elemento es desplazado de su posición de equilibrio debido a la energía inducida por una fuente externa, por lo que, se mueve o desplaza oscilando con respecto a un punto o posición inicial.

Cualquier movimiento que, en general, se repite por si mismo después de un intervalo de tiempo es llamado vibración u oscilación, un ejemplo típico de este fenómeno es el balanceo de un péndulo

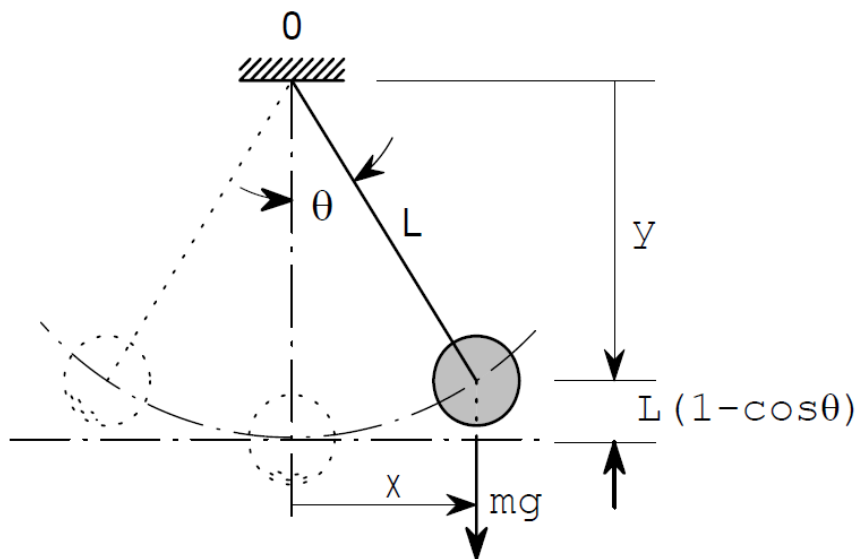


Fig. 29 Péndulo

En general, un sistema vibratorio consta de elementos que almacenan energía potencial (resortes elásticos), elementos que almacenan energía cinética (masa o inercia) y medios por los que se pierde o disipa gradualmente esa energía (amortiguadores).

La vibración de un sistema implica la transformación de su energía potencial a cinética y de la energía cinética a potencial alternativamente, si el sistema es amortiguado, parte de la energía se disipa en cada ciclo de vibración, y para que la vibración se mantenga esa energía debe de ser reemplazada por una fuente externa al sistema.



Características dinámicas; periodo, frecuencia, amortiguamiento y resonancia.

Para abundar en el fenómeno de resonancia, supongamos que un niño se está meciendo en el columpio, el cual tarda determinado tiempo en ir y regresar, es decir en realizar un ciclo completo, a este tiempo se le llama periodo de vibración del columpio, también podemos hablar de la frecuencia de la oscilación, es decir, del número de ciclos que realiza el columpio en una unidad de tiempo, por ejemplo, digamos que fuera de un segundo, entonces hay una relación entre el periodo y la frecuencia e identificamos que uno es el inverso del otro; en efecto, si por ejemplo la frecuencia es de 5 ciclos en un segundo, esto significa que un ciclo tarda $1/5$ de segundo en realizarse. Por lo tanto, el columpio tiene una frecuencia característica de oscilación.

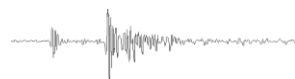
En general, cuando un sistema puede oscilar (o vibrar) tiene una o varias frecuencias características que dependen de las propiedades del sistema. Por ejemplo, en el caso del columpio la frecuencia depende de la masa del columpio y del niño sentado en él y de la longitud del columpio.

Hay muchos sistemas que pueden vibrar (la mayoría de ellos lo hacen): una construcción (edificio, puente, casa, cubierta de alguna construcción, cortina de una presa, etc.), un resorte, una placa delgada sujeta en uno de sus vértices, una nave (avión, barco, etc.), un árbol, nuestro planeta, etc. Cada uno de estos sistemas tiene su(s) frecuencia(s) característica(s) de vibración.

Regresemos al caso del columpio con el niño, ahora, para que siga oscilando lo vamos a empujar en determinados instantes. Supongamos que la frecuencia del columpio sea de 0.5 Hz, por lo que su periodo sería $1/0.5 \text{ seg.} = 2 \text{ seg.}$, en efecto, realiza una vuelta completa en dos segundos. Si empujamos el columpio, por ejemplo, cada 0.5 seg., la amplitud con la que oscila el columpio no será muy grande, ya que, por ejemplo, en 1.5 seg., el columpio viene de regreso. Aun cuando empezamos aplicando la fuerza en cada incremento de tiempo de 0.2 seg., o sea, con una frecuencia de $1/0.2 = 5 \text{ Hz}$, no logramos una amplitud grande, aun si la fuerza es grande.

Si alguna vez hemos empujado a un niño en un columpio sabemos que se puede lograr una amplitud bastante grande si lo impulsamos cada vez que termina un ciclo, que en nuestro caso sería cada 2 seg., por lo tanto, si hacemos esto último estaremos aplicando sobre el columpio una fuerza también periódica con una frecuencia igual a 0.5 Hz, que es precisamente la frecuencia característica de oscilación del columpio.

Lo anterior ilustra un hecho muy importante. Si a un sistema que oscila se le aplica una fuerza externa también periódica, entonces la amplitud de la oscilación del sistema dependerá de la frecuencia de la fuerza externa. Si esta frecuencia es distinta de las frecuencias características del sistema, entonces la amplitud de la oscilación resultante será relativamente pequeña, pero si la frecuencia de la fuerza externa es igual a alguna de las frecuencias características del



sistema, entonces la amplitud resultante será muy grande. En este caso se dice que la fuerza externa ha entrado en resonancia con el sistema.

En la resonancia la amplitud de la oscilación es muy grande. Esto quiere decir que el sistema se aleja mucho de la posición de equilibrio. Por ejemplo, en el caso de un resorte, si se le aplica una fuerza periódica que tenga la misma frecuencia que la del resorte, éste se estirará tanto que llegará un momento en que se romperá. Este hecho es general: si un sistema estructural entra en resonancia puede ocurrir que se colapse ya que posiblemente el sistema no sea capaz de resistir las fuerzas asociadas a esas grandes oscilaciones.

Por lo anterior, cuando se diseñan estructuras dinámicamente es importante hacerlo de manera que sus frecuencias características sean tales que estén lo más lejanas posibles de las frecuencias de las perturbaciones a las que la estructura pueda estar sujeta, como por ejemplo vientos, terremotos, etcétera, lo anterior ha supuesto que el comportamiento del sistema es lineal.

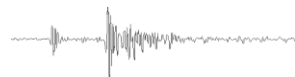
Una aplicación práctica de la resonancia es cuando un pelotón de soldados está marchando y va a cruzar un puente, los soldados deben de romper la marcha ya que, de no hacerlo, los golpes que dan al marchar podrían tener componentes con una frecuencia igual a alguna de las frecuencias características del puente. Al romper la marcha evitan que haya resonancia y con ello el posible colapso del puente debido a este fenómeno.

Un caso desafortunado fue el del terremoto que sacudió a la ciudad de México en 1985, el cual tuvo, dentro de sus frecuencias, algunas de 0.5 Hz (periodo de 2 seg.), algunos edificios tenían entre sus frecuencias naturales una de valor de alrededor de 0.5 Hz, posiblemente entraron en resonancia con el terremoto; en consecuencia sus amplitudes de oscilación crecieron a tal grado que los elementos de soporte de algunos de ellos fueron incapaces de resistir esas amplitudes y se colapsaron. Desde luego que la resonancia no fue la única causa por la que muchas desafortunadas estructuras se derrumbaron a consecuencia de ese devastador terremoto.

3.4 Ecuaciones del movimiento

Los sistemas con parámetros constantes integrados por masas rígidas unidas entre si y al terreno por medio de resortes y amortiguadores lineales y carentes de masas. Cada masa puede tener hasta seis grados de libertad, tres de los cuales corresponden a traslaciones y tres a rotaciones. La mayor parte de los problemas de diseño sísmico de estructuras se simplifican sin mayor error suponiendo que cada masa tiene solamente un grado de libertad; aun en los problemas en que interviene la torsión de edificios, a la masa que se toma en cada piso rara vez se le asignan mas de dos grados de libertad en traslación y uno en rotación con respecto a un eje vertical.

Con objeto de describir configuraciones del sistema (es decir, sus desplazamientos y rotaciones) necesitamos tantas cantidades linealmente independientes como grados de



libertad. A estas cantidades suele llamarse desplazamientos generalizados. Los representaremos con x_r . A partir de la semejanza con el uso establecido para las coordenadas cartesianas, podemos considerar un desplazamiento generalizado como el producto de un escalar y un vector, y se denomina al último coordenada generalizada. Un cambio en la magnitud de un desplazamiento generalizado implica, entonces, un cambio en el escalar. Podemos elegir como coordenadas los tres desplazamientos del centroide y las tres rotaciones con respecto a los ejes principales de inercia para cada masa, o conjuntos de combinaciones de estas cantidades.

Los desplazamientos escalares pueden disponerse en forma de columna según cualquier orden convencional. Cuando así se hace para un sistema que tiene N grados de libertad, los desplazamientos escalares constituyen un vector de columna de N dimensiones, que representaremos por " x " y al que llamaremos configuración generalizada del sistema.

Todos los estados del sistema pueden representarse por uno de estos vectores, siempre que la base se suponga fija.

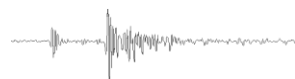
Cada conjunto de fuerzas internas y externas y momentos que obran en la estructura pueden representarse con un solo vector columna, al que llamaremos fuerza generalizada. Cada término representa la componente de la fuerza generalizada en la coordenada correspondiente, dispuesta en el mismo orden que los términos en la configuración generalizada.

Supongamos que al r -ésimo desplazamiento generalizado x_r se obliga a tomar un finito, manteniendo simultáneamente todos los demás desplazamientos iguales a cero. Entonces las fuerzas elásticas y los momentos (fuerzas elásticas generalizadas) aparecerán en todos los elementos elásticos cuyas longitudes cambian en el proceso. Asociados a este cambio y actuando a lo largo de i -ésima coordenada habrá una fuerza elástica generalizada que representaremos por Q_{r8} . Si damos a x_r un valor igual a la unidad, Q_{r8} se llama el coeficiente i -ésimo de influencia de rigidez correspondiente al r -ésimo grado de libertad, y lo representaremos por K_{r8} .

La matriz de los valores de K_{r8} ordenados de la misma manera que las x , usualmente se llama matriz de rigidez. La representaremos con K .

La recíproca K^{-1} de la matriz de rigidez se conoce comúnmente como la matriz de flexibilidad del sistema, puede considerarse como una tabla ordenada de los desplazamientos inducidos por fuerzas unitarias, de acuerdo con el principio de las relaciones recíprocas, K y K^{-1} son simétricas.

De manera semejante, si damos un valor finito x_r (una velocidad) a la tasa de variación de x_r , manteniendo iguales a cero las derivadas de todos los demás desplazamientos con respecto al tiempo, los amortiguadores desarrollan una fuerza generalizada cuyos términos



representaremos con C_{r8} . Si \dot{X}_r vale uno, podemos decir que C_{r8} es un coeficiente de influencia de amortiguamiento. La matriz C de esos coeficientes de influencia, ordenados de la misma manera que las x y las K se conoce como matriz de amortiguamiento.

Dando a la aceleración \ddot{X}_r un valor unitario, al mismo tiempo que se mantienen todas las demás segundas derivadas de los desplazamientos generalizados con respecto al tiempo iguales a cero, formando un conjunto de fuerzas de inercia, o una fuerza de inercia generalizada cuya componente i -ésima representaremos con M_{r8} . Su matriz M , también del mismo orden, se llama matriz de inercia.

Como ejemplo, consideremos el edificio de dos pisos de la figura 2.1 supondremos que cada piso tiene un solo grado de libertad, correspondiente a los desplazamientos x_1, x_2 . Cada configuración del edificio está asociada con un vector.

$$x = \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \end{bmatrix}$$

En este caso hemos asociado cada grado de libertad a la masa M_1 o M_2 de un piso. La matriz diagonal de estas masas, tabulada en el mismo orden que las x , constituye la matriz de inercia:

$$M = \begin{bmatrix} M_1 & 0 \\ 0 & M_2 \end{bmatrix}$$

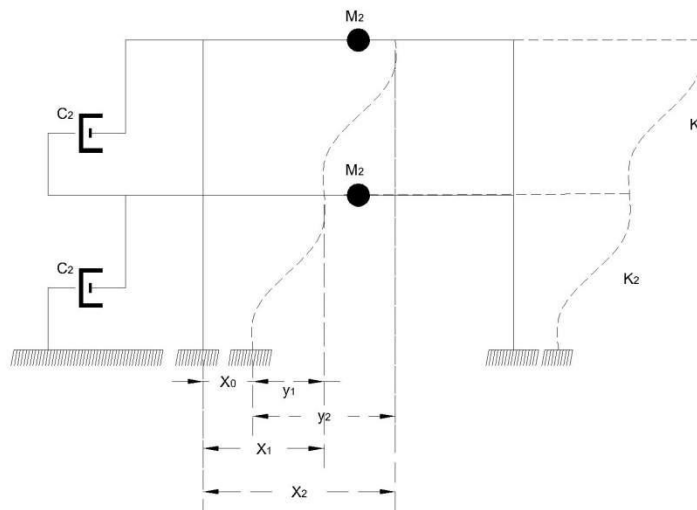
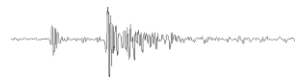


Fig. 30 Edificio de dos pisos con fuerza cortante

La matriz de inercia es diagonal solamente cuando elegimos como coordenadas cantidades proporcionales a los desplazamientos del centroide de cada masa y las rotaciones de la masa con respecto a sus ejes de inercia principales. Se llama entonces matriz de masa. Cuando las x incluyen desplazamientos y rotaciones a lo largo de tres ejes, asociamos a la masa del cuerpo i -ésimo, M_i , las tres componentes del desplazamiento y con cada uno de sus momentos de inercia polares principales las rotaciones correspondientes con respecto a esos ejes.



Si hubiera elegido como coordenadas generalizadas en el ejemplo anterior los alargamientos de los resortes, digamos con desplazamientos generalizados $x_{01} = x_1$ y $x_{12} = x_2 - x_1$, la **matriz de inercia** habría tomado la forma.

$$M = \begin{vmatrix} M_1 + M_2 & M_2 \\ M_2 & M_2 \end{vmatrix}$$

En cada caso la matriz de inercia puede escribirse casi a simple vista, dando a cada desplazamiento generalizado x_i una aceleración unitaria, al mismo tiempo que se conservan las demás iguales a cero. La fuerza de inercia que aparece entonces a lo largo de la i -ésima coordenada, con signo opuesto, nos da el término j -ésimo en la i -ésima fila de la matriz de inercia. Si F representa el vector columna de las fuerzas de inercia generalizadas (es decir, fuerzas y momentos), siempre tendremos:

$$F = -M\ddot{x}$$

En la estructura mostrada en la figura 2.1, un desplazamiento unitario del piso 1, mientras que el piso 2 se mantiene en su posición original, introduce las fuerzas de corte K_1 y K_2 en el primer y segundo pisos, respectivamente; por tanto, $K_{11} = K_1 + K_2$ y $K_{12} = -K_2$. Un desplazamiento unitario del segundo piso induce solamente una fuerza de corte igual a K_2 en el segundo piso, de manera que $K_{21} = -K_2$ y $K_{22} = K_2$ por lo tanto:

$$K = \begin{vmatrix} K_1 + K_2 & -K_2 \\ -K_2 & K_2 \end{vmatrix}$$

La matriz de flexibilidad para sistemas semejantes en la figura 2.1 puede escribirse a simple vista. En realidad una fuerza unitaria horizontal en el piso 1 produce desplazamiento K_1^{-1} en ambos pisos, mientras que la fuerza unitaria horizontal aplicada al segundo piso produce los desplazamientos K_1^{-1} y $K_1^{-1} + K_2^{-1}$ del piso 1 y 2 respectivamente. Por lo tanto.

$$K^{-1} = \begin{vmatrix} K_1^{-1} & K_1^{-1} \\ K_1^{-1} & K_1^{-1} + K_2^{-1} \end{vmatrix}$$

Esta es la inversa de la matriz de rigidez que se dio antes. La misma sencillez se presenta en el cálculo de la matriz de flexibilidad en otros sistemas que se presentan al análisis por el método de las fuerzas. El cálculo de la matriz de rigidez es más sencillo en los sistemas que se prestan al análisis por el método de desplazamientos.

Así mismo, para el ejemplo de la Fig. 30

$$C = \begin{vmatrix} C_1 + C_2 & C_2 \\ -C_2 & C_2 \end{vmatrix}$$

Pueden escribirse inmediatamente matrices de inercia, rigidez, flexibilidad y amortiguamiento para estructuras de un tipo común, al que con frecuencia se llama sencillamente acoplado. En estos sistemas, la masa M_r está conectada por un resorte y un elemento amortiguador sólo a



M_{r-1} y M_{r+1} , excepto M_1 que está conectado así al terreno y a M_2 y la última masa, digamos M_N que está conectada solamente de esta manera a M_{N-1} (Fig. 31) y el sistema es estáticamente determinado. También pueden conectarse otras masa a un apoyo, en cuyo caso se dice que el sistema está estrechamente acoplado y es estáticamente indeterminado. Cada masa tiene un solo grado de libertad, y todos los grados corresponden a desplazamientos de rotación en una sola dirección. Los sistemas sencillamente acoplados pueden considerarse como casos especiales de acoplamiento estrechos. En los ejemplos de sistemas sencillamente acoplados se incluyen los edificios equivalentes a “vigas de cortante” discretas, es decir, estructuras en que la deformación de cada piso se supone depende solamente de las fuerzas cortantes horizontales en ese piso. Eligiendo como desplazamiento generalizados los desplazamientos absolutos, la matriz de inercia para sistemas con acoplamiento estrecho es la matriz diagonal.

$$M = \begin{vmatrix} M_1 & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & M_2 & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & M_N \end{vmatrix}$$

Si el sistema es estáticamente determinado, la matriz de rigidez es:

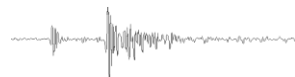
$$K = \begin{vmatrix} K_1 + K_2 & -K_2 & \cdot & 0 & \dots & 0 \\ -K_2 & K_2 + K_3 & K_3 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & -K_3 & K_3 + K_4 & -K_4 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & -K_4 & K_4 + K_5 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -K_5 & \dots & 0 \\ \dots & \cdot & \cdot & \cdot & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & K_N \end{vmatrix}$$

Y la matriz de flexibilidad es:

$$K^{-1} = \begin{vmatrix} K_1^{-1} & K_1^{-1} & K_1^{-1} & K_1^{-1} & \dots & K_1^{-1} \\ K_1^{-1} & K_1^{-1} + K_2^{-1} & K_1^{-1} + K_2^{-1} & K_1^{-1} + K_2^{-1} & \dots & K_1^{-1} + K_2^{-1} \\ K_1^{-1} & K_1^{-1} + K_2^{-1} & \sum_{r=1}^3 K_r^{-1} & \sum_{r=1}^3 K_r^{-1} & \dots & \sum_{r=1}^3 K_r^{-1} \\ \dots & \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ K_1^{-1} & K_1^{-1} + K_2^{-1} & \sum_{r=1}^3 K_r^{-1} & \cdot & \dots & \sum_{r=1}^N K_r^{-1} \end{vmatrix}$$

Al igual en las estructuras sencillas podemos aplicar el principio D’Alambert a cada cuerpo. Lo aplicamos con respecto a las fuerzas y momentos en cada dirección de referencia. Así obtenemos tantas ecuaciones de la forma.

$$M_r \ddot{X}_r + \sum_S C_{rs} \dot{X}_S + \sum_S K_{RS} X_S = P$$



Como grados de libertad, donde P_r es la componente de las fuerzas externas en dirección de X_r . El sistema de estas ecuaciones puede escribirse en forma matricial:

$$M\ddot{x} + C\dot{x} + Kx = P$$

Donde P es el vector columna de las fuerzas externas.

En la mayor parte de la ingeniería sísmica basta un método simplificado, con el que se resuelven los problemas primero sin tomar en cuenta los amortiguadores, y se incluyen después en forma aproximada. La falta de datos precisos sobre el amortiguamiento hace que raras veces se justifique un tratamiento mas refinado. Nos contentaremos pues con suprimir el segundo término del segundo miembro de la expresión anterior, y primero trataremos de resolver la ecuación matricial.

$$M\ddot{x} + Kx = P$$

Dedujimos esta expresión para el caso en el que el terreno no se mueve. Con objeto de generalizar nuestro resultado a los sistemas que descansan sobre una base con varios grados de libertad, introducimos el vector de columna x_0 , que es el conjunto de desplazamientos estáticos debidos al movimiento de la base. En otras palabras $x_0(t)$ consta del conjunto de valores $x_{0i}(t)$ que serian igual al desplazamiento de la i -ésima coordenada del sistema en el instante t , como respuesta al conjunto de movimientos aplicados a ala base, si estos ocurriesen con infinita lentitud.

Como para el sistema sencillo, supongamos $y = x - x_0$, es decir, y representa el conjunto de desplazamientos referidos a la configuración estática impuesta por los movimientos de la base. en un sistema fuertemente acoplado, " y " consiste en los términos $x_1 - x_0$ donde x_0 representa ahora el desplazamiento de la base, ya que el desplazamiento estático inducido sería igual en todos los puntos al de la base. Entonces nos queda la siguiente ecuación.

$$M\ddot{y} + Ky = P - M\ddot{x}_0$$

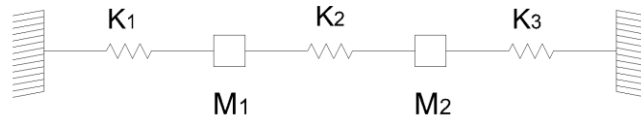
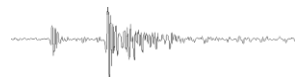


Fig. 31 sistema unidimensional estáticamente indeterminado.

3.5 Oscilaciones libres

La oscilación es un movimiento que repite de un lado a otro, por lo que trataremos muy brevemente de las vibraciones libres del sistema.



En las que: $P = M\ddot{x}_0 = 0$ y $\mathbf{y} = \mathbf{x}$

$$M\ddot{x} + Kx = 0$$

En que \ddot{x} es la aceleración, \dot{x} la velocidad y x el desplazamiento.

Se dice que una estructura vibra en uno de sus modos naturales cuando sus desplazamientos libres (que dependen del tiempo) pueden ponerse en la forma

$$x(t) = z_n \theta_n(t)$$

En la que el subíndice n denota el orden del modo, z_n es la forma del modo, la cual no varía con el tiempo y θ es una función escalar.

El sistema oscila en uno de sus modos naturales si la base permanece inmóvil, todas las masas del sistema describen un movimiento sincrónico y la forma de la configuración no depende del tiempo, aunque su magnitud varía con t .

Si sustituimos estas dos últimas ecuaciones nos da:

$$Mz_n \theta_n + Kz_n \theta_n = 0$$

Y la separamos en:

$$\ddot{\theta}_n + w_n^2 \theta_n = 0$$

$$(K - w_n^2 M)Z_n = 0$$

Donde w_n es una constante para el sistema y es independiente del tiempo.

$\ddot{\theta}_n + w_n^2 \theta_n = 0$ La solución de esta ecuación puede escribirse como:

$$\theta_n = \sin w_n (t - t_n)$$

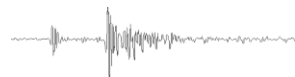
En donde suprimimos un multiplicador arbitrario, porque θ_n estará multiplicado por el conjunto de amplitudes Z_n , que contiene justamente dichos factores arbitrarios.

La ecuación característica del sistema cuando el sistema tiene N grados de libertad.

$$\det(K - w_n^2 M) = 0$$

Su solución proporciona N raíces positivas, cuyas raíces cuadradas son las frecuencias naturales correspondientes.

Tomamos éstas arbitrariamente como positivas, porque un cambio en el signo de w_n equivale a introducir el factor constante -1 en la expresión para θ_n , lo que no tiene importancia.



Sustituyendo w_n^2 en

$$\det(K - w_n^2 M)Z_n = 0$$

Se obtiene una ecuación matricial homogénea de orden n ésimo en Z_n , entonces podemos elegir arbitrariamente el valor de cualquier término de este vector y determinar la forma del modo natural n ésimo resolviendo la ecuación matricial; así la escala del modo se fija arbitrariamente.

Haciendo esto para cada w_n^2 determinamos las formas de cada modo natural.

Convencionalmente ordenamos los resultados de acuerdo con las w , crecientes; el fundamental o primer modo natural, corresponde a la frecuencia natural mínima w_1 .

Una vez calculados los modos naturales, es posible sustituirlos en expresiones de la forma

$$x_n(t) = z_n \text{sen} w_n(t - t_n)$$

Las raíces características w_n^2 se conocen también como valores críticos o propios o eigenvalores. El conjunto de amplitudes del modo Z_n constituye la n ésima función característica, vector propio o eigenvector.

3.6 Sistema lineal de un grado de libertad

Los métodos de análisis sísmicos prescritos por los reglamentos de diseño y empleados en la práctica son generalmente muy simplificados y recurren a idealizaciones de la acción sísmica mediante sistemas de fuerzas estáticamente equivalentes. Aun cuando se usen estos procedimientos, en vez de otros más refinados, no hay que perder de vista el carácter dinámico del fenómeno y es necesario conocer los principios básicos de la dinámica estructural.

Una estructura responde a una excitación sísmica descrita por una historia de aceleraciones, de velocidades o de desplazamientos que se presentan en el suelo sobre el que está desplantada, mediante una vibración a través de la cual disipa la energía que es generada por dicho movimiento. La amplitud de la vibración necesaria para disipar esa energía depende de las características del sistema constituido por el conjunto subsuelo-cimentación-estructura-elementos no estructurales. A pesar de la complejidad de un sistema como éste, las principales características de su respuesta pueden ilustrarse mediante el estudio de un sistema simple de un grado de libertad.

El sistema simple está constituido por una masa, un resorte que es la columna y un amortiguador. En la siguiente figura el resorte se representa por medio de la columna cuya rigidez lateral equivale a la constante del resorte. Cuando el sistema está sujeto a un



movimiento de su base, definido por una historia de desplazamientos, u_0 , o de aceleraciones en el suelo \ddot{u}_0 , la masa entrará en oscilación y se generarán sobre ellas tres tipos de fuerzas:

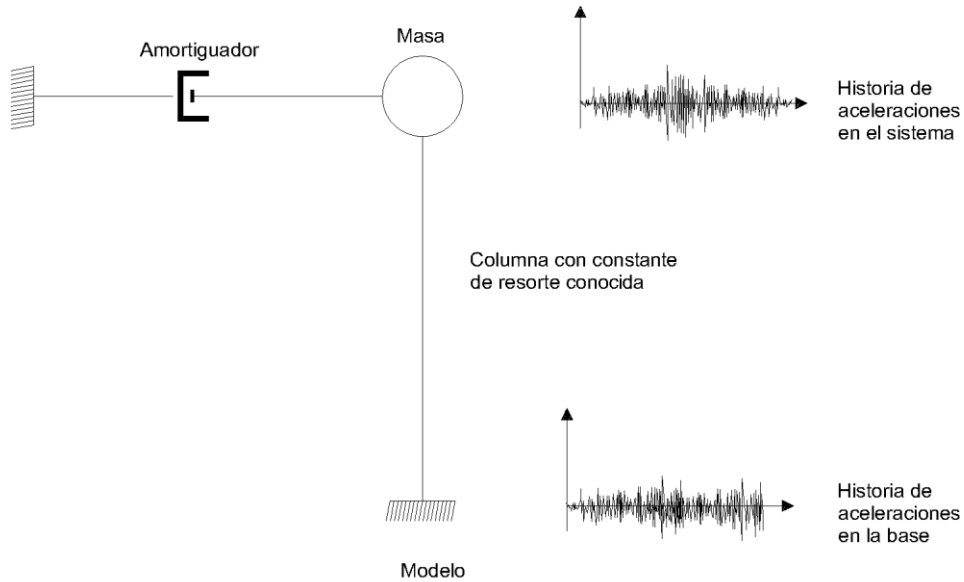


Fig. 32 Sistema de un grado de libertad.

- La fuerza de inercia que, de acuerdo con el principio de D’Alambert es proporcional a la masa y a la aceleración total que esta sufre, \ddot{u}_t esta última es igual a la suma de la aceleración del terreno, \ddot{u}_0 mas la de la masa relativa al terreno \ddot{u} .

$$F_I = m\ddot{u}_T$$

- La fuerza que se genera en la columna por su rigidez lateral al tratar de ser desplazada con respecto al terreno. Suponiendo que la respuesta de la columna se mantiene dentro de un intervalo lineal, dicha fuerza será igual al producto del desplazamiento relativo de la masa con respecto al suelo, por la rigidez lateral de la columna.

$$F_R = ku$$

- La fuerza de amortiguamiento que trata de restablecer el equilibrio de la estructura en vibración. Esta fuerza puede considerarse proporcional a la velocidad de la masa con relación al suelo; al factor de proporcionalidad se le llama coeficiente de amortiguamiento.

$$F_A = c\dot{u}$$

La ecuación del equilibrio dinámico se escribe como:



$$F_I + F_A + F_R = 0$$

Sustituyendo.

$$m\ddot{u}_T + c\dot{u} + ku = 0$$

Como:

$$\ddot{u}_T = \ddot{u}_0 + \ddot{u}$$

$$m\ddot{u} + c\dot{u} + ku = m\ddot{u}_0$$

Dividiendo entre m.

$$\ddot{u} + \frac{c}{m}\dot{u} + \frac{k}{m}u = \ddot{u}_0$$

Las dos constantes $\frac{c}{m}$ y $\frac{k}{m}$, representan conceptos relacionados con la vibración libre del sistema (la que corresponde al caso $\ddot{u}_0 = 0$). De ellas,

$$\frac{k}{m} = \omega^2$$

En que ω es la frecuencia circular del sistema no amortiguado, o sea aquella con la que oscila éste cuando se le impone un desplazamiento y se le suelta. Cuando el amortiguamiento es nulo el sistema describe un movimiento armónico simple, con la frecuencia mencionada y con periodo igual a:

$$T = \frac{2\pi}{\omega} = 2\pi\sqrt{\frac{m}{k}}$$

El amortiguamiento representa la disipación de energía que la estructura realiza principalmente debido a fricción interna de los materiales y a rozamiento entre los componentes de la construcción; este amortiguamiento reduce las oscilaciones. En vibración libre, se define como amortiguamiento crítico aquel para el cual el sistema, después de desplazado, volvería a su posición en reposo sin oscilar.

$$C_{cr} = 2\sqrt{km}$$

Expresaremos entonces la constante de amortiguamiento como una fracción del amortiguamiento crítico:

$$\xi = \frac{c}{C_{cr}} = \frac{c}{2\sqrt{km}}$$

Pero.



$$\sqrt{km} = m \sqrt{\frac{k}{m}} = m\omega$$

$$\xi = \frac{c}{2\omega m}$$

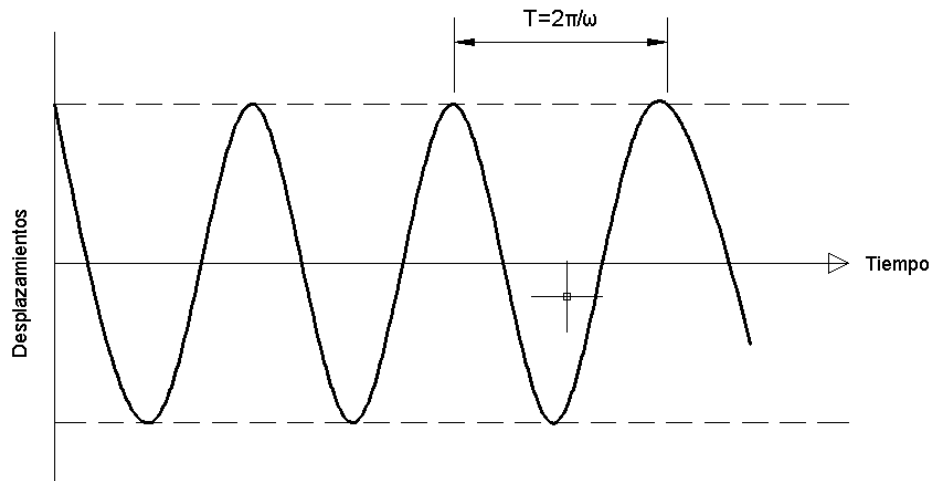


Fig. 33 Movimiento armónico simple.

La siguiente ecuación diferencial representa la respuesta del sistema definida por dos parámetros únicamente: la frecuencia circular del sistema (o su periodo) y la fracción del amortiguamiento crítico.

La solución de esta ecuación diferencial, cuando la estructura parte del reposo, se obtiene como la superposición de la respuesta a una serie de impulsos diferenciales, en la forma llamada integral de Duhamel

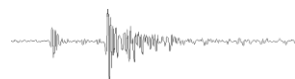
$$u(t) = -\frac{1}{\omega} \int_{t_0}^t \ddot{u}_0(\tau) e^{-\xi\omega(t-\tau)} \text{sen}\omega(t-\tau) d\tau$$

Esta solución implica la aproximación $1-\xi^2=1$, que puede ser aceptable ya que en las estructuras de ingeniería civil generalmente $\xi < 0.1$. Debido que la historia de aceleraciones del terreno durante un sismo no puede expresarse mediante una función continua, requiere de procedimientos numéricos.

Para ilustrar de forma sencilla una solución, la siguiente ecuación representa un movimiento armónico simple de la forma:

$$\ddot{u}_0 = a \text{sen}\omega_0 t$$

En que ω_0 es la frecuencia circular de vibración de movimiento del terreno y “a” una constante que define la amplitud de la aceleración del movimiento



En la siguiente figura podemos observar la relación de frecuencias del terreno y del sistema (abscisas) y la relación entre el desplazamiento máximo que se presenta en la masa bajo efectos dinámicos y el desplazamiento estático que produciría una fuerza constante de magnitud “ ma ”

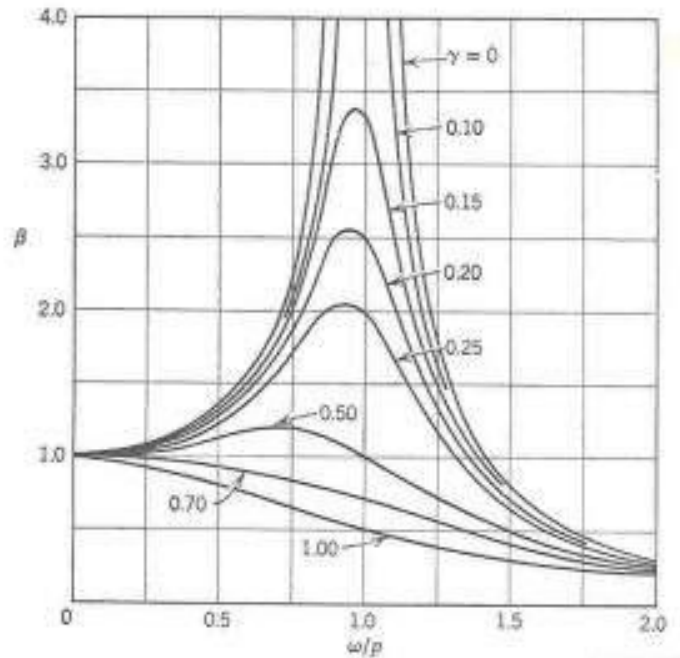
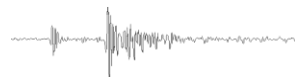


Fig. 34 Amplificación dinámica del movimiento de un sistema lineal de un grado de libertad sujeto a vibración armónica.

Se aprecia entonces la importancia de los dos parámetros de la estructura que definen su respuesta, cuando la frecuencia del sistema es muy inferior o muy superior a la de la excitación, el desplazamiento máximo de la masa, del que dependen las fuerzas que se inducen en el sistema, no excede al estático; pero a medida de que las dos frecuencias se van aproximando entre si y su relación tiende a 1, hay una amplificación cada vez mayor del movimiento del terreno y el desplazamiento de la masa llega a ser varias veces superior al del terreno y se inducen en el sistema fuerzas muy grandes. Cuando esta relación de frecuencias es igual a 1, el desplazamiento del sistema llega a infinito si el amortiguamiento es nulo y se tiene el fenómeno llamado resonancia.

El amortiguamiento desempeña también un papel muy importante, especialmente en condiciones cercanas a la resonancia; basta un amortiguamiento relativamente pequeño para reducir drásticamente la respuesta.

La respuesta de un sistema de un grado de libertad, ante un movimiento irregular del terreno como el que ocurre en un sismo, se puede analizar a partir de la solución del caso del movimiento armónico.



Un acelerograma de un sismo se puede considerar como la superposición de manera aleatoria de un gran número de ondas armónicas que cubren una gama de frecuencias muy amplia, pero que suelen tener amplitudes muy grandes solo dentro de un intervalo de periodos dominantes que dependen del tipo de sismo, de la distancia al epicentro y del tipo de suelo. Ante esa serie de ondas de diferente periodo, el sistema responde con mayor amplitud a las que tienen periodo similar al suyo, mientras que para el resto la respuesta es pequeña.

Desde el punto de vista del diseño estructural, interesa esencialmente la máxima sollicitación a la que se verá sujeta la estructura por efecto del sismo; por lo tanto no será necesario conocer la historia completa de la respuesta, si no solo su valor máximo, si para un acelerograma dado, obtenemos la respuesta de sistemas de un grado de libertad con amortiguamiento dado y hacemos variar el periodo de estos desde cero hasta un valor muy alto comparado con los periodos naturales de las estructuras comunes, y para cada sistema determinamos la máxima respuesta, podemos trazar gráficas para los espectros de respuesta de aceleración. En las abscisas se representa el periodo del sistema y en las ordenadas una medida de su respuesta máxima sea ésta la aceleración, velocidad o desplazamiento máximos de la masa. El espectro de aceleraciones proporciona una medida directa de la fuerza de inercia máxima que se induce en el sistema al multiplicar la ordenada espectral por la masa.

$$F = mS_A$$

Las ordenadas espectrales altas corresponden al intervalo de periodos dominantes en el acelerograma, ya que cuando el sistema de un grado de libertad tiene periodos cercanos a aquellos que dominan en el acelerograma, la respuesta máxima se amplifica notablemente debido a la resonancia.

Una estructura no debe ser diseñada para resistir únicamente un sismo, si no el conjunto de sismos que pueden afectar la vida útil. Aun para sismos de iguales características en cuanto a magnitud y distancia epicentral, el espectro puede variar significativamente debido a diferencias en frecuencias y en duración. La estructura deberá diseñarse para envolverte de los espectros que corresponden a diferentes sismos.

Las reglas más comúnmente usadas para la construcción de envolvertes de espectros para diseño son debidas a Newmark y consideran exclusivamente estructuras desplantadas sobre suelo firme. Las reglas originales fueron modificadas para considerar otros tipos de suelo; la envolverte de espectros para amortiguamiento de 5% puede determinarse de la siguiente manera:

$$\frac{S_A}{g} = 0.016 \frac{V_t S}{t^{2/3}} < 2.5 A_t / g$$

En que S_A/g es la ordenada espectral expresada como fracción de la aceleración de la gravedad: V_t (cm/seg) y A_t (cm/seg²) son la velocidad y aceleración máximas del terreno,



respectivamente; T es el periodo del sistema, en seg. Y S un factor que depende del tipo de suelo:

- $S=1$ para roca o terreno firme sobre roca
- $S=1.2$ para suelos granulares o suelos cohesivos compactos.
- $S=1.5$ para suelos de mediana compresibilidad.
- $S=2$ para suelos de alta compresibilidad.

3.7 Sistemas inelásticos

Ante acciones dinámicas como las de los sismos, la mayoría de los materiales y sistemas estructurales tiene un comportamiento que puede considerarse lineal hasta un nivel bastante alto de solicitaciones. Sin embargo al llegar cerca de su máxima capacidad de carga, el comportamiento se vuelve no lineal y la mayoría de las estructuras pueden ser llevadas a deformaciones varias veces superiores a la que corresponde al comienzo de la etapa no lineal o aquella para la que se alcanza por primera vez la carga máxima. La falla se presenta cuando se alcanza la deformación máxima.

El sistema elastoplástico consiste en un comportamiento lineal hasta su carga máxima y posteriormente, la capacidad de carga se mantiene constante hasta un deformación μ veces de la fluencia, después de lo cual ocurre el colapso.

Si un sistema elastoplástico es capaz de desarrollar un factor de ductilidad μ durante un sismo, puede diseñarse para que tenga una resistencia a carga lateral que se obtiene reduciendo la ordenada espectral de un sistema elástico con el mismo periodo natural y amortiguamiento, dividiéndola entre μ . Esta regla es valida para sistemas con periodo fundamental de vibración mayor que el periodo dominante del terreno. Para sistemas con periodo fundamental menor que el del suelo, la reducción es menos significativa y según el criterio adoptado por el RCDF, debe adoptarse un factor de reducción que varíe linealmente entre $1/\mu$ y 1.

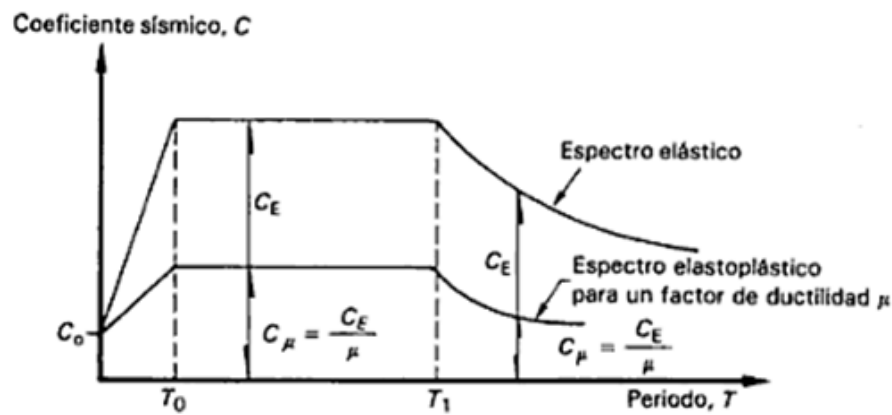


Fig. 35 Espectros.



4 REGISTROS SIMOGRAFICOS.

Los registros fueron obtenidos de la estación sismológica autónoma digital llamada ARA instalada desde octubre de 2006 en los laboratorios de ingeniería civil (en la oficina del Ing. Ricardo Heras Cruz) de la Facultad de Estudios Superiores Aragón, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y que forma parte de una red de 5 equipos como se menciona en los antecedentes del presente trabajo.

El sistema de adquisición es con el programa SEISLOG, usa:

- Sismógrafo cilíndrico armado por el Instituto de Ingeniería (Fig. 37 y 38).
- Tres sensores con orientación Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical
- Un digitalizador Mariotti a 24 bits.
- Una antena de GPS para el tiempo universal.
- Cable RS-232 de sensor a computadora.
- Voltaje CC de 12 voltios.

El sistema de visualización y procesamiento con el programa SEISAN:

- Las trazas sísmicas en pantalla tienen dos tipos de archivos:
- Por "EVENTO" según si supera un umbral de amplitud y registra en las tres direcciones.
- Por "RINGBUFFERS" en ventanas de 10 minutos de duración en forma continua, los cuales se van superponiendo por cada 30 días transcurridos.

Nuestro sismógrafo grabó ruido sísmico y principalmente sismos locales y regionales con magnitudes mayores a 4, dependiendo de su distancia al epicentro y teniendo un funcionamiento eficiente por el monitoreo de los responsables de estas actividades.



Fig. 36 Equipo de cómputo destinado a la estación sismológica



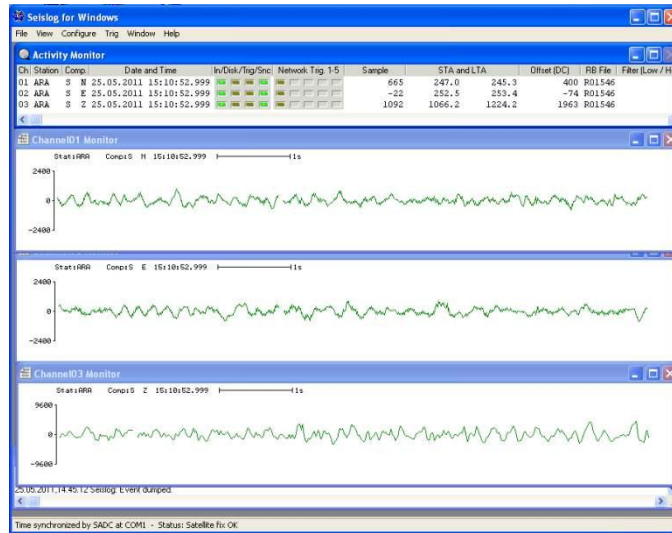


Fig. 37 Seislog ejecutándose

4.1 Registros de ruido sísmico ambiental

Se entresaca una parte de un registro sísmico para observar la forma de onda de ruido sísmico sinusoidal. En la Fig. 2, se observa 3 ciclos/segundo, es decir 3 Hz.

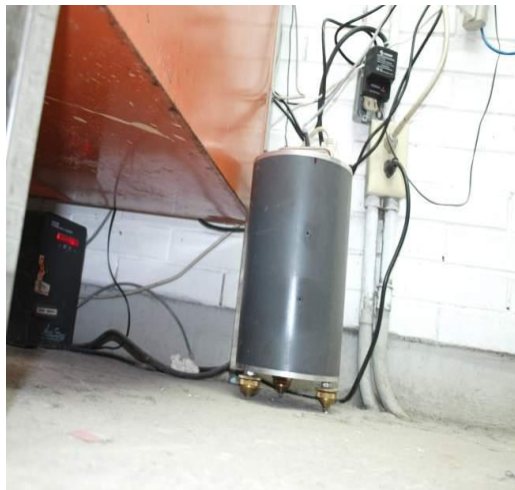


FIG. 38 Sensor ARA



Fig. 39 Sensor.



Fig.40 Equipo de trabajo en conjunto con la estación sismológica.

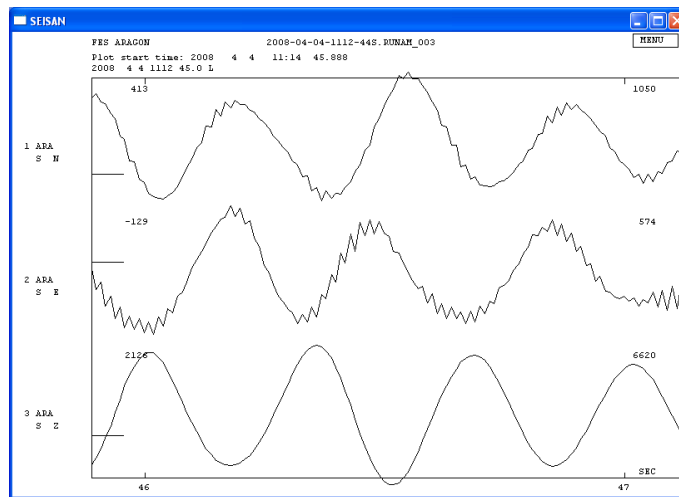


Fig.41 Ruido sísmico ambiental armónico.

4.2 Registros de eventos sísmicos

En esta obra se presentan los eventos sísmicos registrados en la estación sismológica de la Facultad de Estudios Superiores Aragón (ARA) en el año de 2010 (únicamente se registró para los meses de Febrero a Octubre).

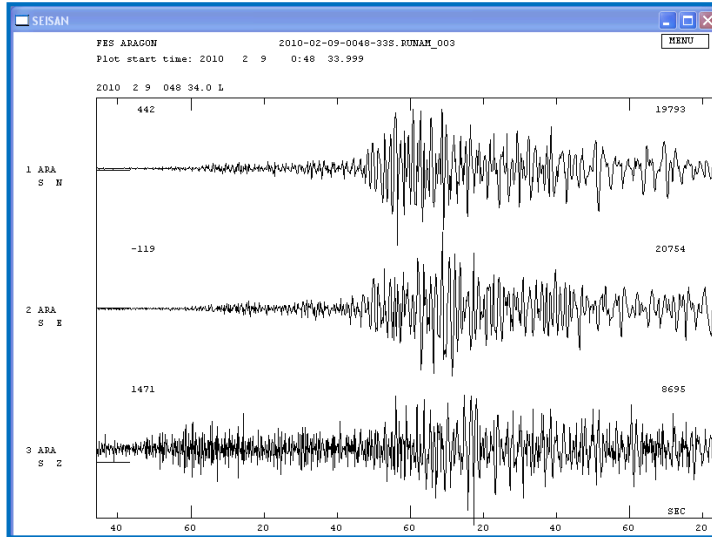


Fig. 42 Sismo registrado en Events el 8 de febrero del 2010, M=5.8 a 37 km. De Puerto Escondido Oaxaca, según SSN.

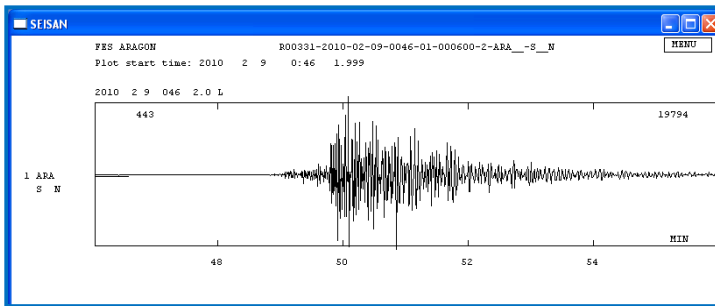
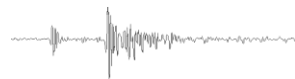


Fig. 43 Sismo registrado en Ringbuffers el 8 de febrero del 2010, M=5.8 a 37 km. De Puerto Escondido Oaxaca, según SSN.



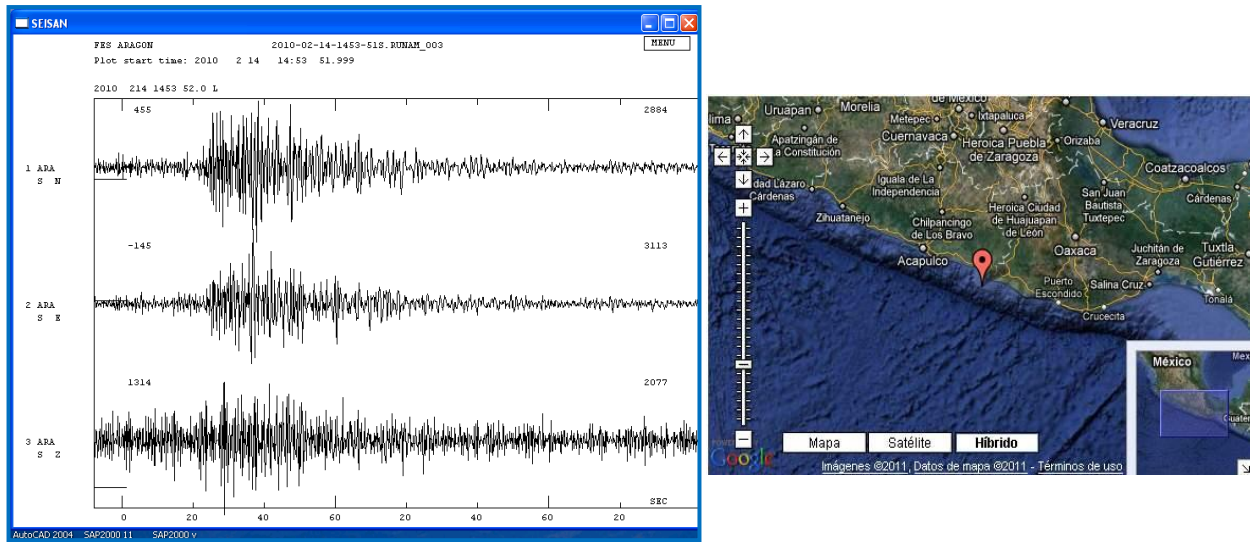


Fig. 44 Sismo registrado en Events el 14 de febrero del 2010, $M=4.8$ a 65 km de Ometepec Guerrero, según SSN.

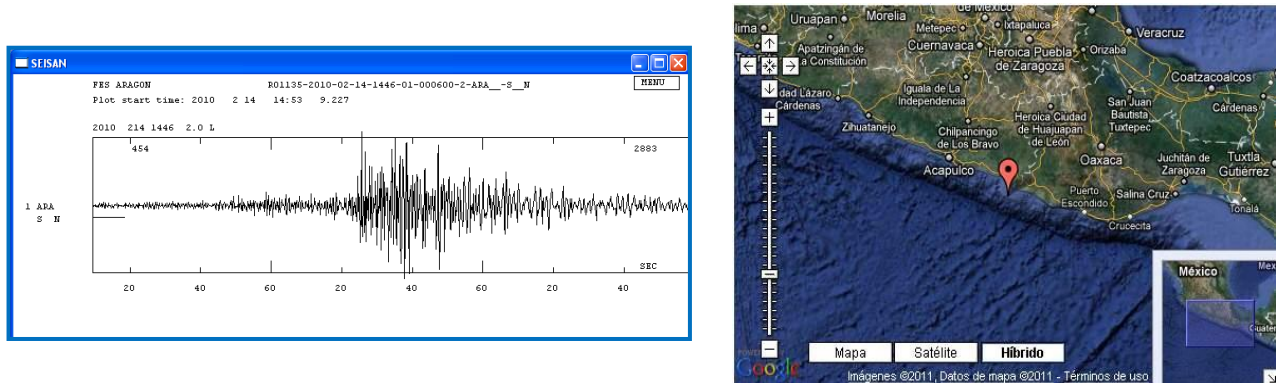
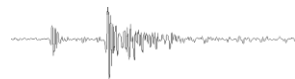


Fig. 45 Sismo registrado en Ringbuffers el 14 de febrero del 2010, $M=4.8$ a 65 km de Ometepec Guerrero, según SSN.



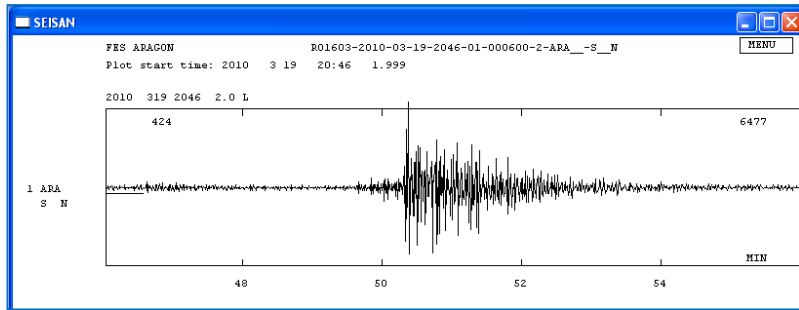


Fig. 46 Sismo registrado en Ringbuffers el 19 de Marzo del 2010, M=4.9 36 km. O, Tecpan Guerrero según SSN.

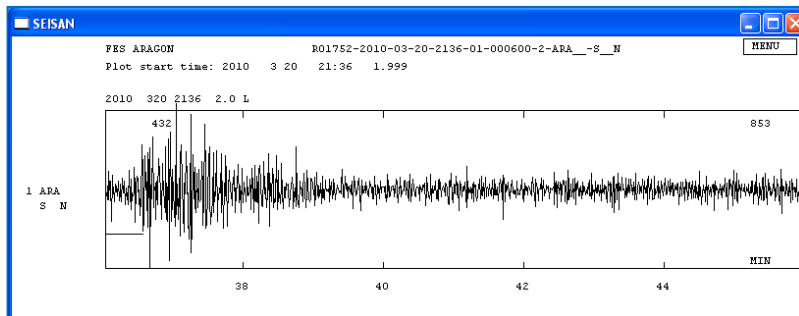


Fig. 47 Sismo registrado en Ringbuffers el 20 de Marzo del 2010, M=4.9 40 km SO Puerto Vallarta, según SSN.

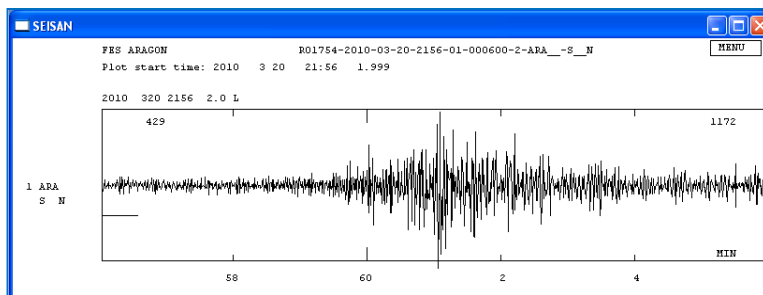
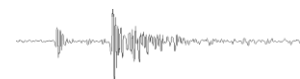


Fig. 48 Sismo registrado en Ringbuffers el 20 de Marzo del 2010, M=5.3 77 km. SE Margaritas Chiapas, según SSN.



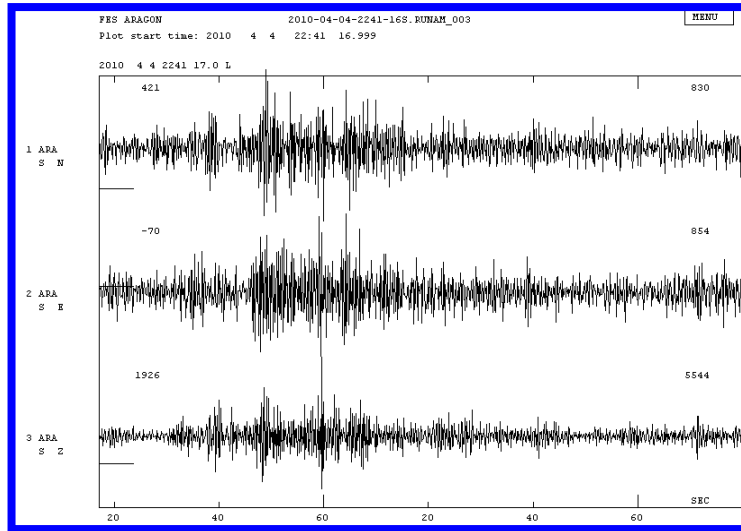


Fig. 49 Sismo registrado en Events el 4 de Abril del 2010, M=7.2 18 km. SE de Mexicali BC, según SSN.

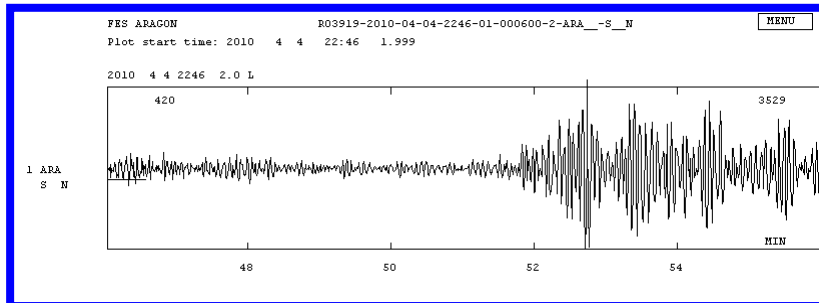


Fig. 50 Sismo registrado en Ringbuffers el 4 de Abril del 2010, M=7.2 SE de Mexicali BC, según SSN.

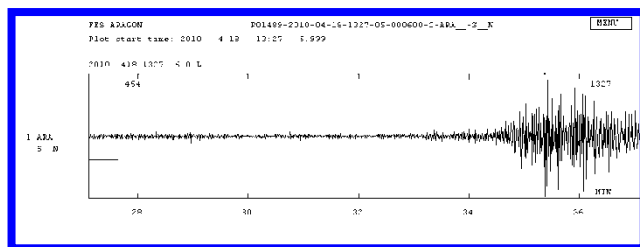
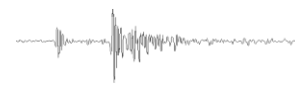


Fig. 51 Sismo registrado en Ringbuffers el 18 de Abril del 2010, M=5.5 61 km. SE de Cd Hidalgo, según SSN.



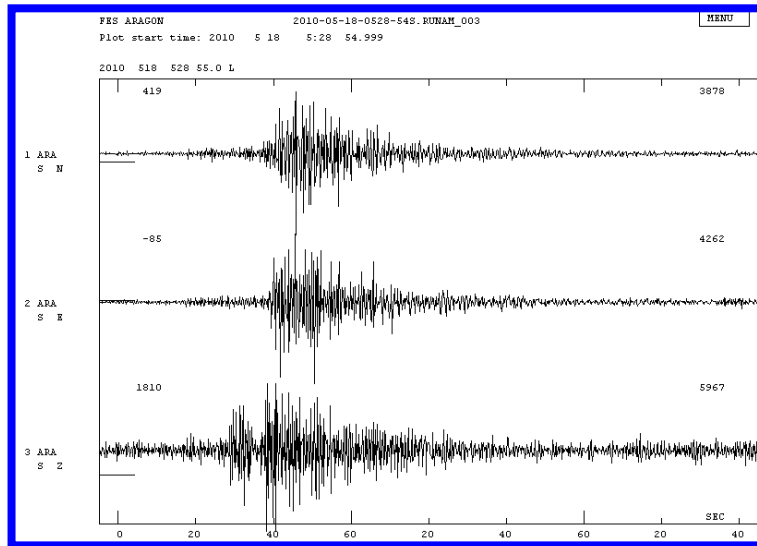


Fig. 52 Sismo registrado en Events el 18 de Mayo de 2010, M=4.3 11 km. O de Actopan Hidalgo, según SSN.

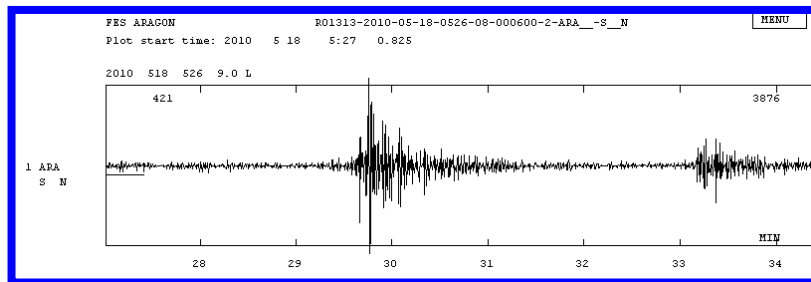
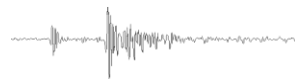


Fig. 53 Sismo registrado en Ringbuffers el 18 de Mayo de 2010, M=4.3 11 km. O de Actopan Hidalgo, según SSN.



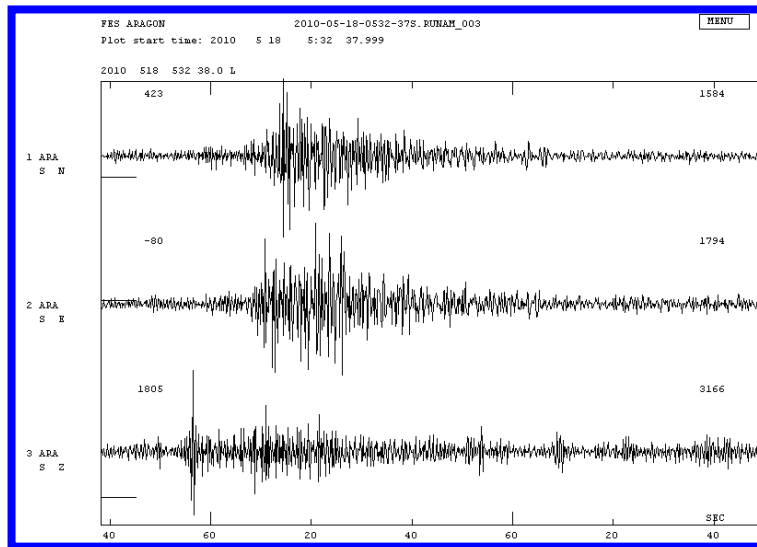


Fig. 54 Sismo registrado en Events el 18 de Mayo de 2010, M=3.6 10 km. N de Actopan Hidalgo, según SSN.

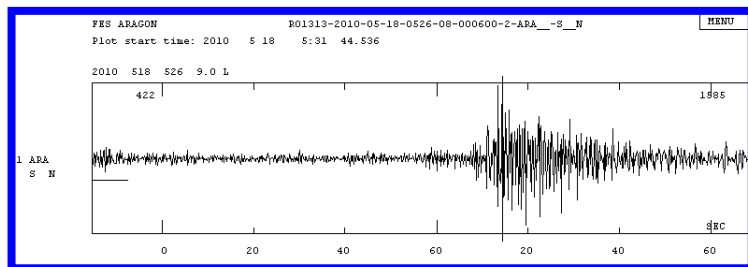


Fig. 55 Sismo registrado en Ringbuffers el 18 de Mayo de 2010, M=3.6 10 km. N de Actopan Hidalgo, según SSN.

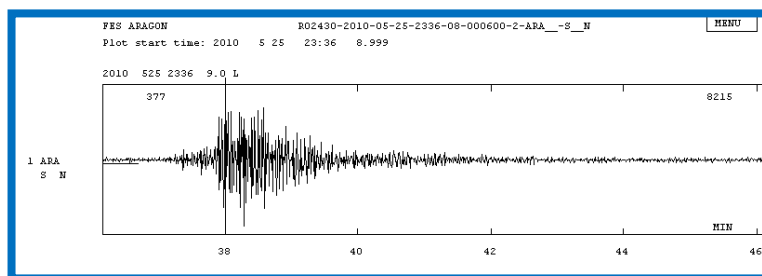


Fig. 56 Sismo registrado en Ringbuffers el 25 de Mayo de 2010, M=5.0 48 km. S Petatlan Guerrero, según SSN.



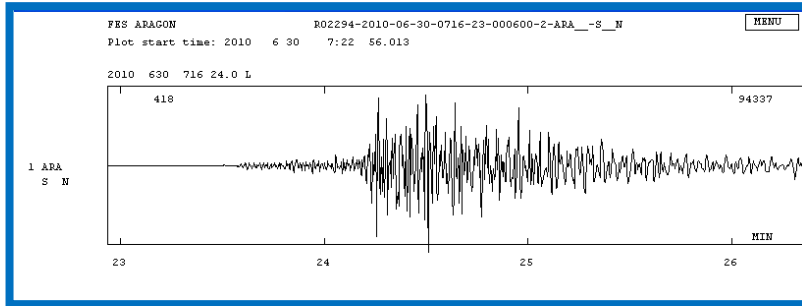


Fig. 57 Sismo registrado en Ringbuffers el 30 de Junio de 2010, $M=6.0$ 13 km. S de Pinotepa Nacional, Oaxaca según SSN.

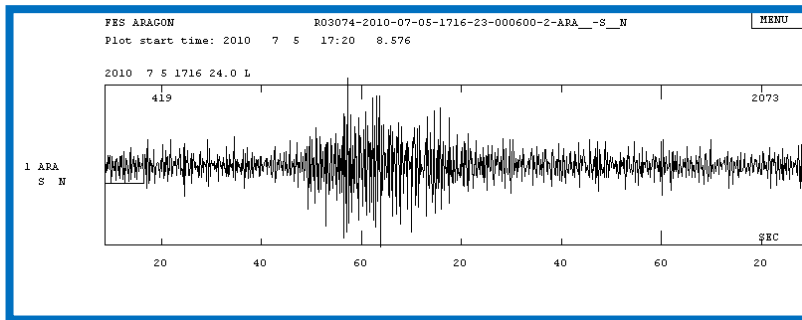
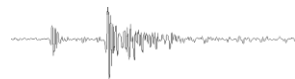


Fig. 58 Sismo registrado en Ringbuffers el 05 de Julio de 2010, $M=3.7$ 3 km. SO de San Mateo Huitzilzingo, México. Según SSN.



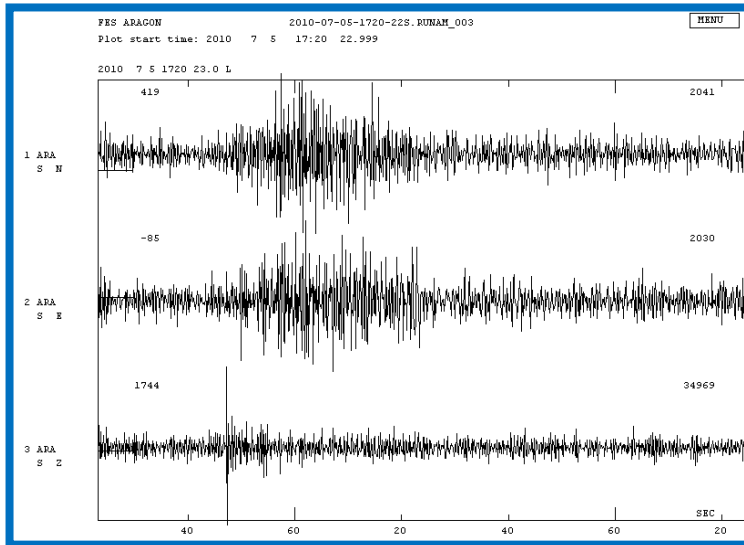


Fig. 59 Sismo registrado en Events el 05 de Julio de 2010, $M=3.7$ 3 km. SO de San mateo Huitzilzingo, México. Según SSN.

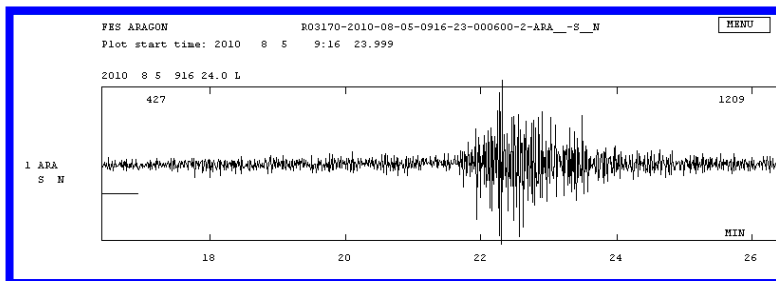
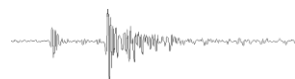


Fig. 60 Sismo registrado en Ringbuffers el 05 de Agosto de 2010, $M=4.5$ a 36 Km. O de Huetanamo, Michoacán. Según SSN.



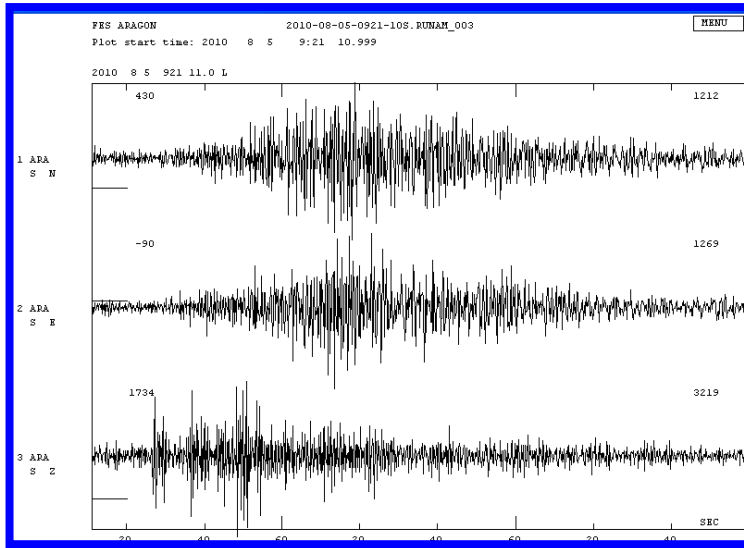


Fig. 61 Sismo registrado en Events el 05 de Agosto de 2010, $M=4.5$ a 36 Km. O de Huetanamo, Michoacán. Según SSN.

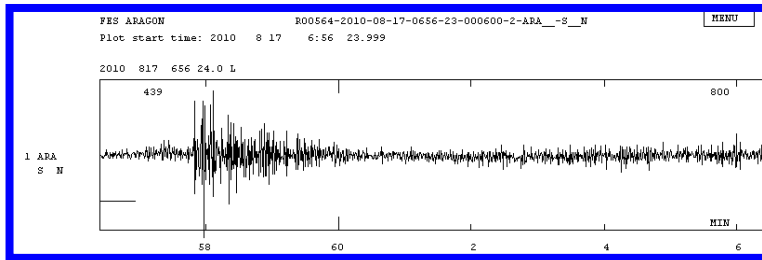
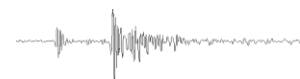


Fig. 62 Sismo registrado en Ringbuffers el 17 de Agosto de 2010, $M=4.2$, 17 km al sur de Pinotepa Nacional Oaxaca. Según SSN.



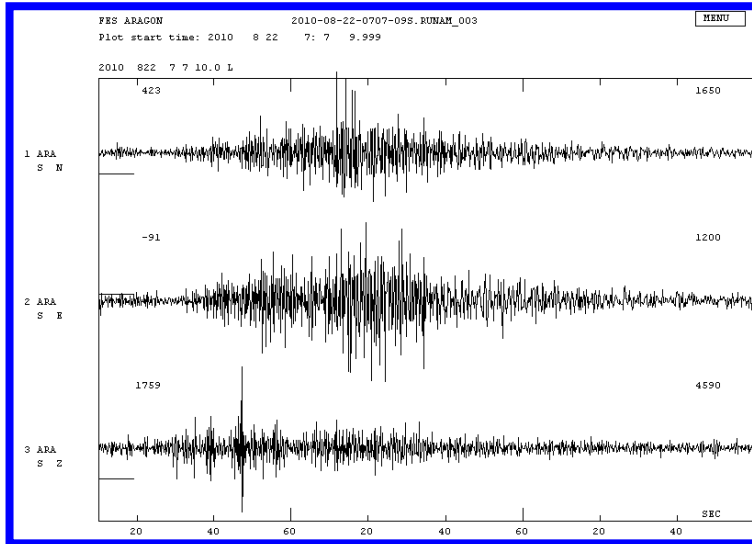


Fig. 65 Sismo registrado en Ringbuffers el 22 de Agosto de 2010, M=4.1 30km. Al suroeste de Cd. Altamirano, Guerrero. Según SSN.

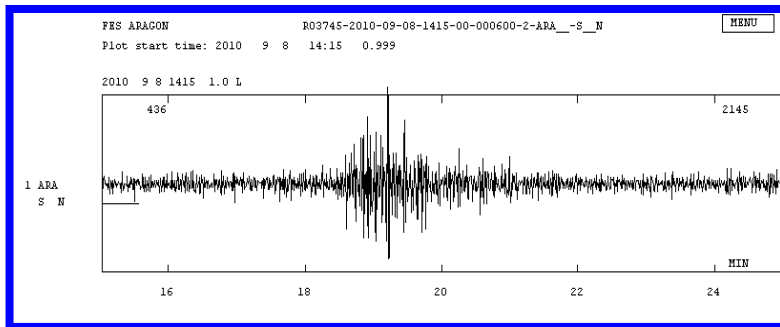
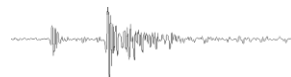


Fig. 66 Sismo registrado en Ringbuffers el 08 de Septiembre de 2010, M=4.6 73 km. O de HUETANAMO, MICH. Según SSN.



Estación Sismológica de la FES Aragón

Jorge Luis Pérez Valdovinos

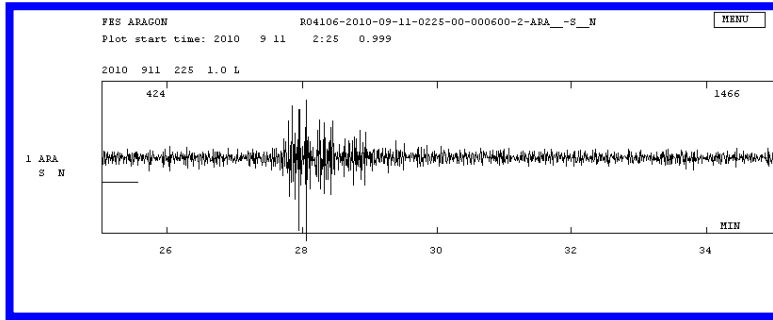


Fig. 67 Sismo registrado en Ringbuffers el 10 de Septiembre de 2010, M=4.0 52 km. Al SUROESTE de OMETEPEC, Gro. Según SSN.

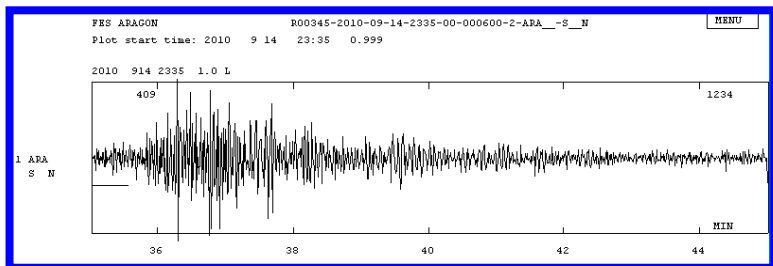


Fig. 68 Sismo registrado en Ringbuffers el 14 de Septiembre de 2010, M=4.0 94 Km SO V de hidalgo (el nuevo) Nayarit. Según SSN.

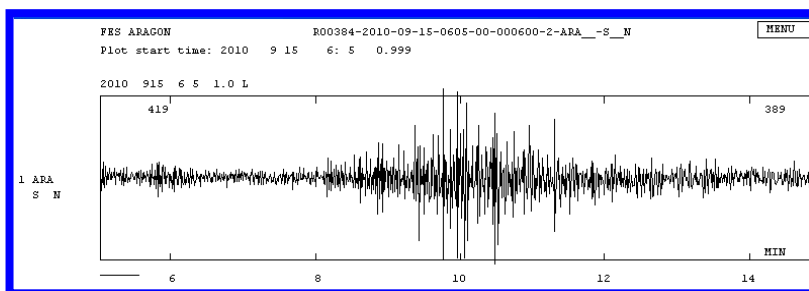
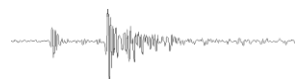


Fig. 69 Sismo registrado en Ringbuffers el 15 de Septiembre de 2010, M=5.1 95 Km. Al SO de pijijapan, Chiapas. Según SSN.



Estación Sismológica de la FES Aragón

Jorge Luis Pérez Valdovinos

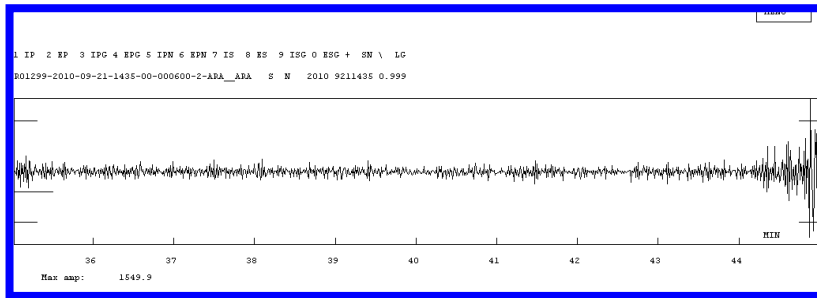


Fig. 70 Sismo registrado en Ringbuffers el 21 de Septiembre del 2010, M=5.0 50 km. AL SUR DE SALINA CRUZ OAXACA. Según SSN.

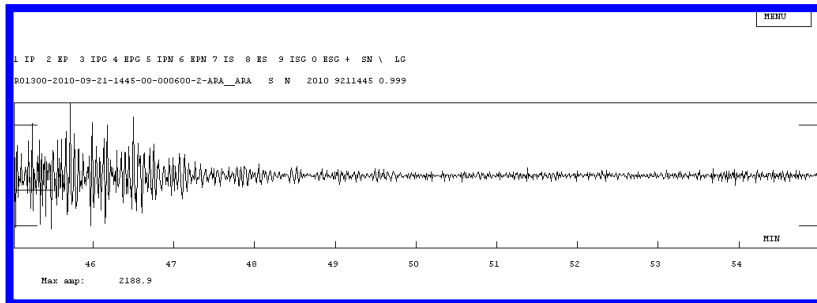


Fig. 70A Continuación de coda anterior.

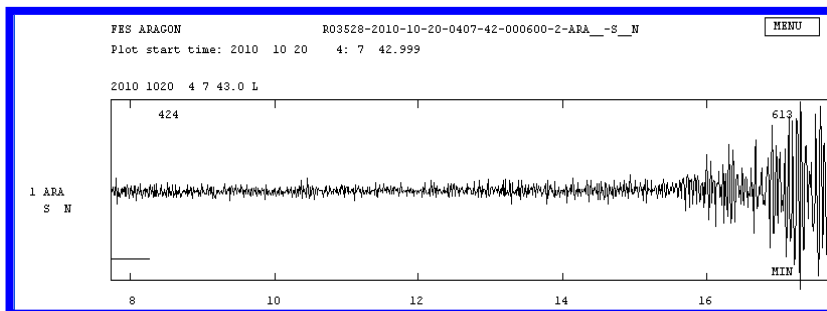


Fig. 71 Sismo registrado en Ringbuffers el 20 de Octubre del 2010, M=5.6 122 km al Noreste de La Paz, Baja California. Según SSN.



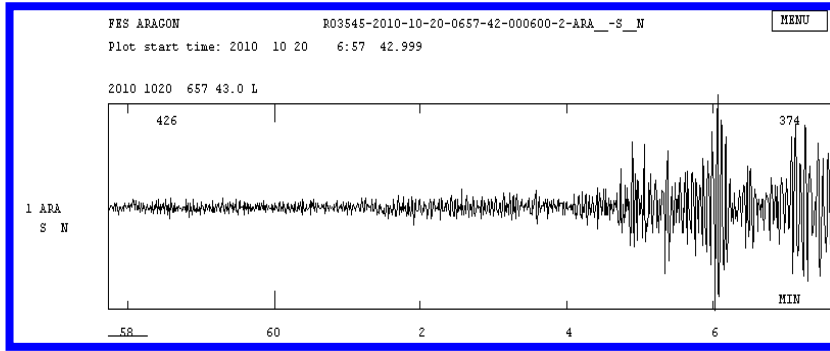


Fig. 72 Sismo registrado en Ringbuffers el 20 de Octubre del 2010, M=5.8 110 km al Noreste de La Paz, Baja California. Según SSN.

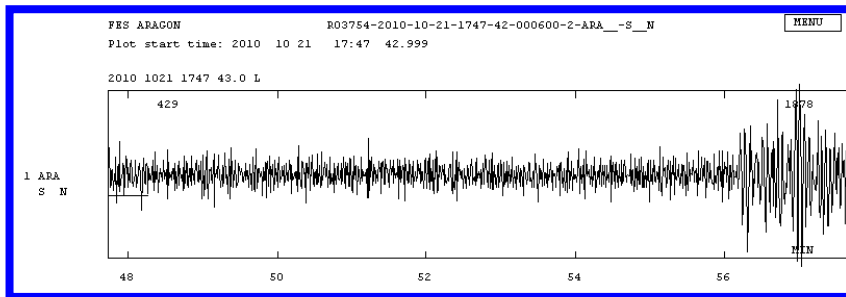
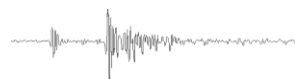


Fig. 73 Sismo registrado en Ringbuffers el 21 de Octubre del 2010, M=6.5 103 km al Noreste de La Paz, Baja California. Según SSN.



5 INTERPRETACION DE SISMOGRAMAS.

5.1 Análisis de sismos.

Se muestra la diferencia de arribos de onda S-P ($00:49:48 - 00:48:52$) = 56 segundos, para sismo 08 de Febrero de 2010 ($M=5.8$) ubicado por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) a 37 km. E de Puerto Escondido Oaxaca.

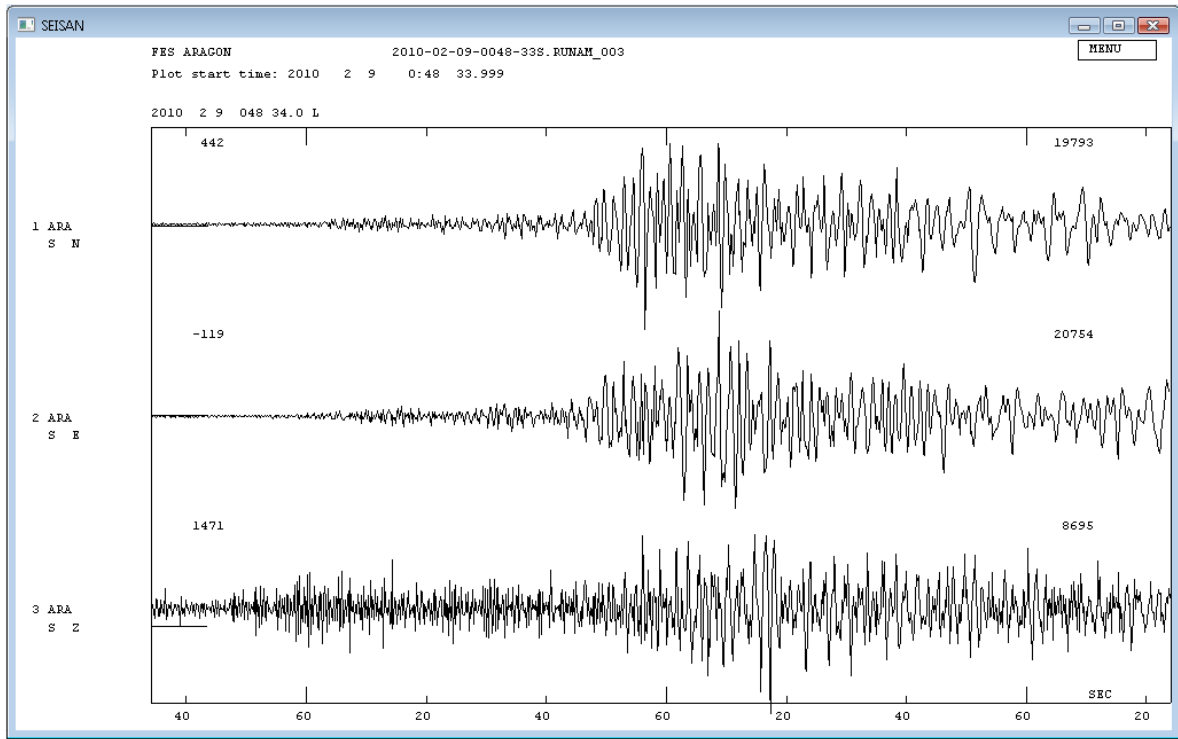
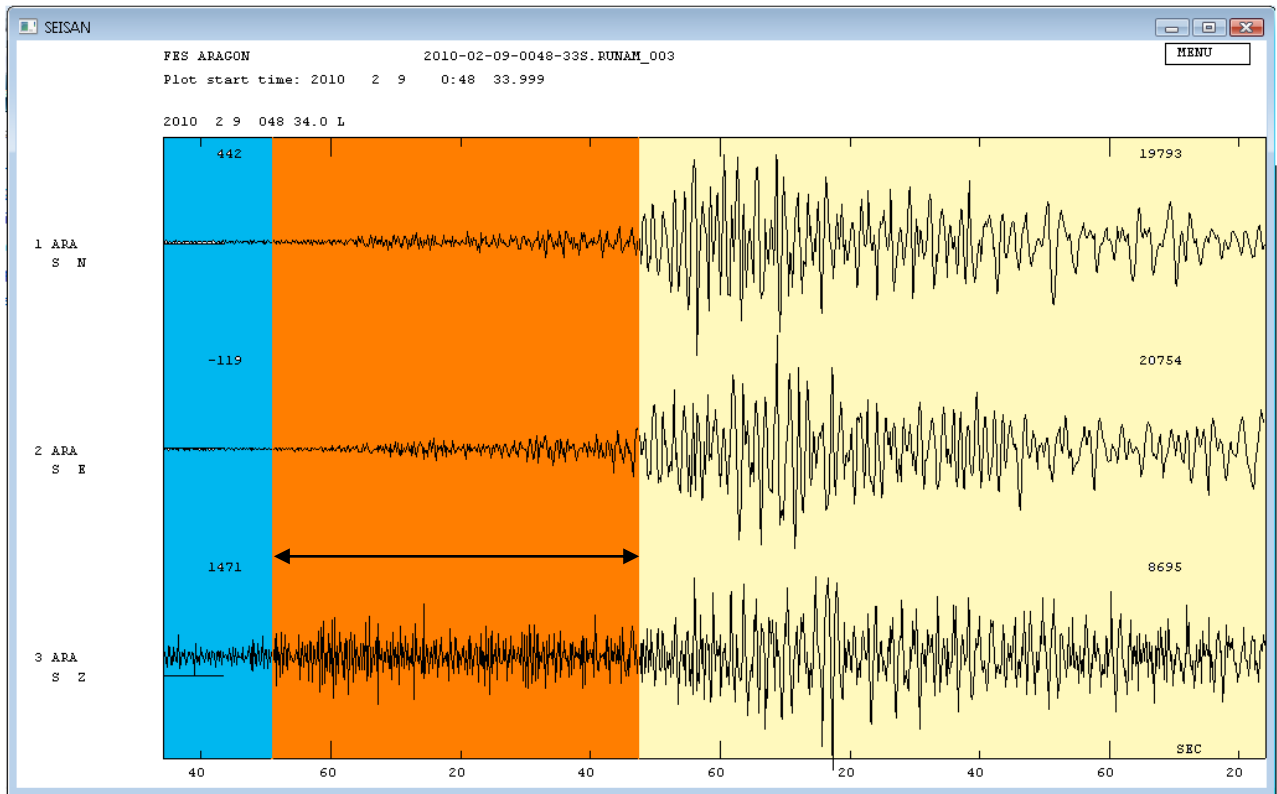


FIG. 74 Amplificación sísmica de componentes horizontales, sismo 08 Febrero 2010

Podemos ver que la traza del sismo anterior presenta una mayor amplificación en las componentes horizontales N-S y E-O, que en la vertical Z (traza inferior), debido al suelo arcilloso.



RUIDO SISMICO

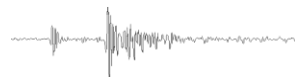
ARRIBO DE ONDA P

ARRIBO DE ONDA S

FIG. 75 Arribo de las ondas P y S

En el sismo del 08-Febrero-2010, localizado por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) en Oaxaca, fue registrado en la estación sismológica de la FES Aragón y para esta obra se ha realizado un análisis espectral de la componente N en ventanas del ruido de fondo (antes de la llegada de la onda P), de la onda P, de la onda S y de la coda (parte posterior del sismo donde llegan ondas superficiales y tardías).

Las amplitudes espectrales muestran que antes de la llegada del sismo con el ruido de fondo existe una vibración de alrededor de 3.2 Hz muy definido. Con la llegada de la onda P llegan frecuencias de 2 Hz y seguida por la onda S con un cambio a 0.7 Hz (hasta 0.3 Hz) y con mayor amplitud de la traza sísmica correspondiendo a la mayor liberación de energía y mayor vibración, y finalmente la Coda tiene una predominante baja frecuencia de 0.31 Hz.



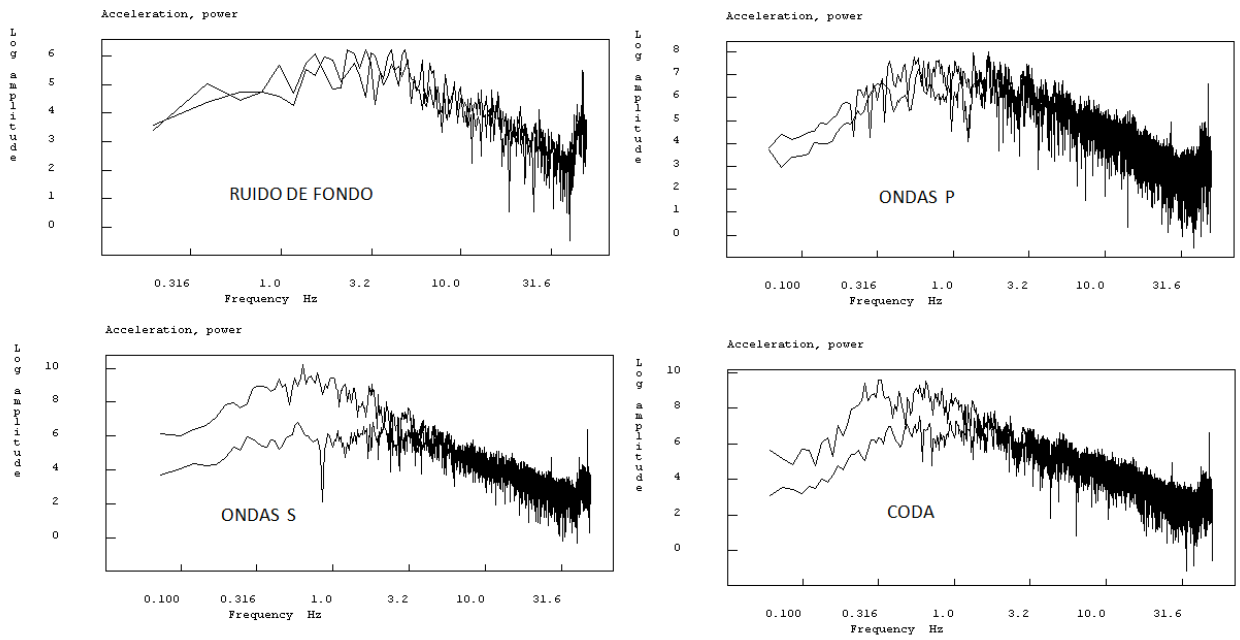
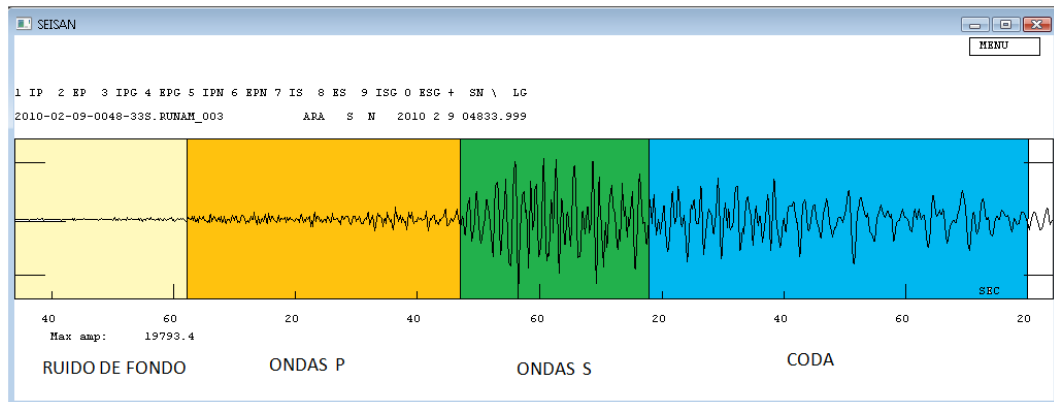


FIG. 76. Sismo regional del 08-febrero-2010 con sus amplitudes espectrales para la componente N del ruido, onda P, onda S y Coda.

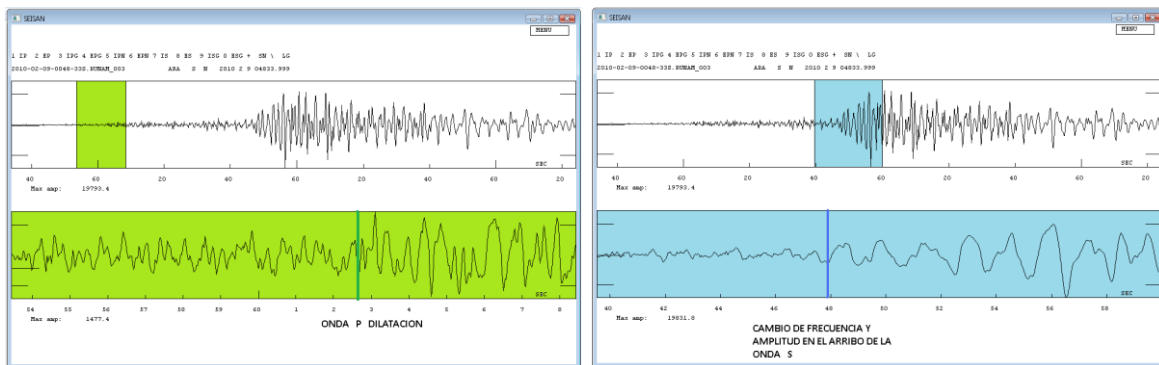
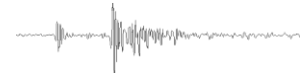


FIG. 77. Visualización de claros arribos de las fases sísmicas



Se muestra la diferencia de arribos de onda S-P (05:29:40 – 05:29:16) = 24 segundos, para el sismo del 18 de Mayo de 2010 (M=4.3) ubicado por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) a 11 km. Al Oeste de Actopan Hidalgo.

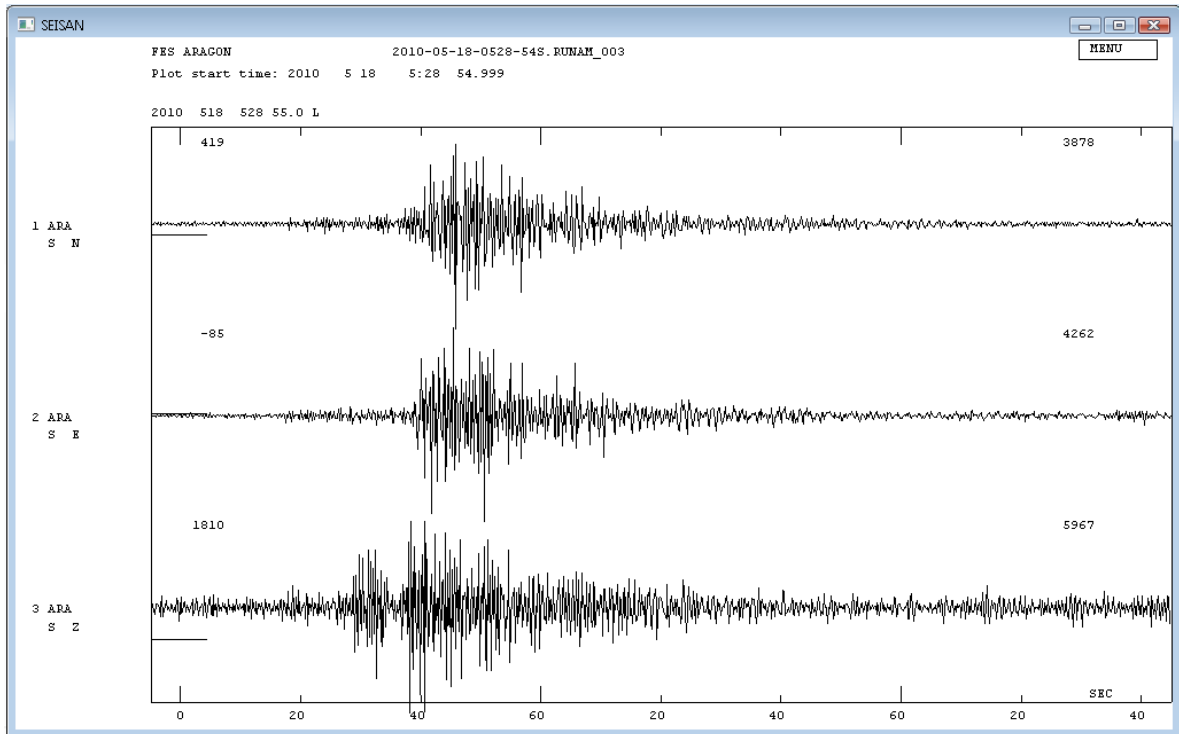


FIG. 78. Amplificación sísmica de componentes horizontales, sismo 18 Mayo 2010

Podemos ver que la traza del sismo anterior presenta una mayor amplificación en la componente vertical Z (traza inferior) que en las componentes horizontales N-S y E-O, por ser un sismo local.

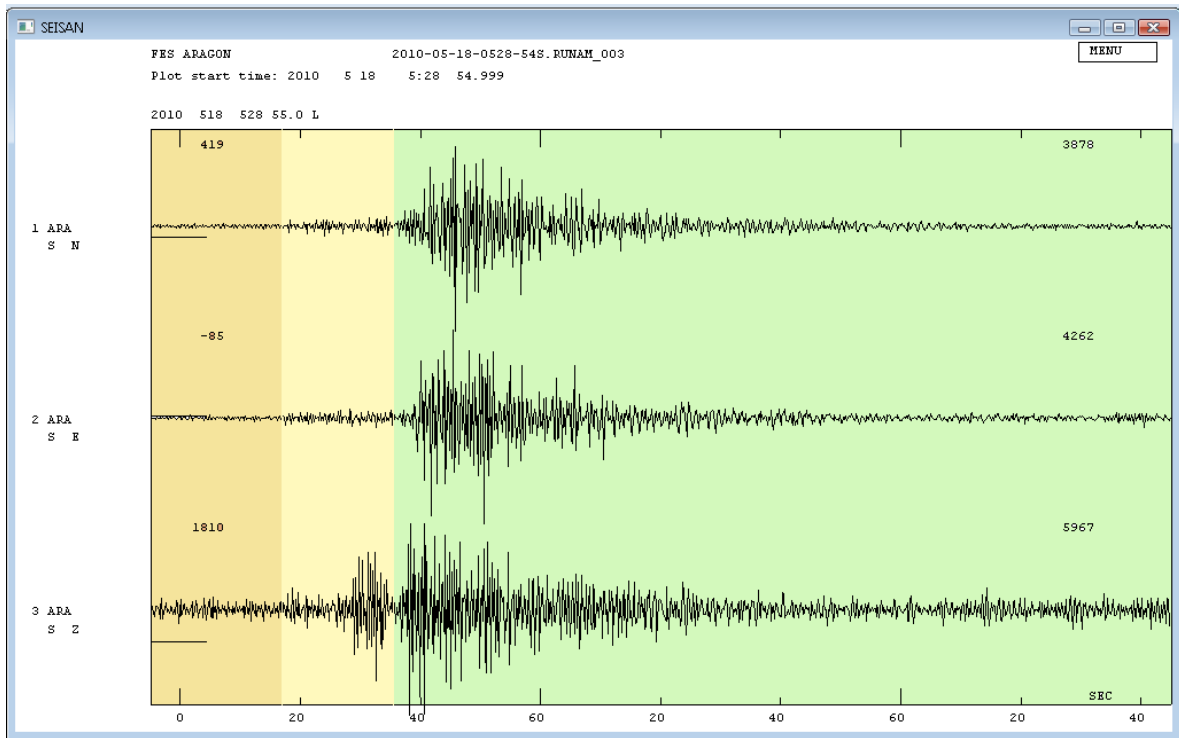


FIG. 79. Sismo 18 mayo 2010, identificación de ruido sísmico, onda P y ondas S.

En el sismo del 18-Mayo-2010, localizado por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) en Hidalgo, fue registrado en la estación sismológica de la FES Aragón y para esta obra se ha realizado un análisis espectral de la componente N, en ventanas del ruido de fondo (antes de la llegada de la onda P), de la onda P, de la onda S y de la coda (parte posterior del sismo donde llegan ondas superficiales y tardías).

Las amplitudes espectrales muestran que antes de la llegada del sismo con el ruido de fondo existe una vibración de alrededor de 2.2 Hz muy definido. Con la llegada de la onda P llegan frecuencias de 3.2 Hz y seguida por la onda S con un cambio a 1.0 Hz (hasta 0.8 Hz) y con mayor amplitud de la traza sísmica correspondiendo a la mayor liberación de energía y mayor vibración, y finalmente la Coda tiene una predominante baja frecuencia de 0.5 Hz.



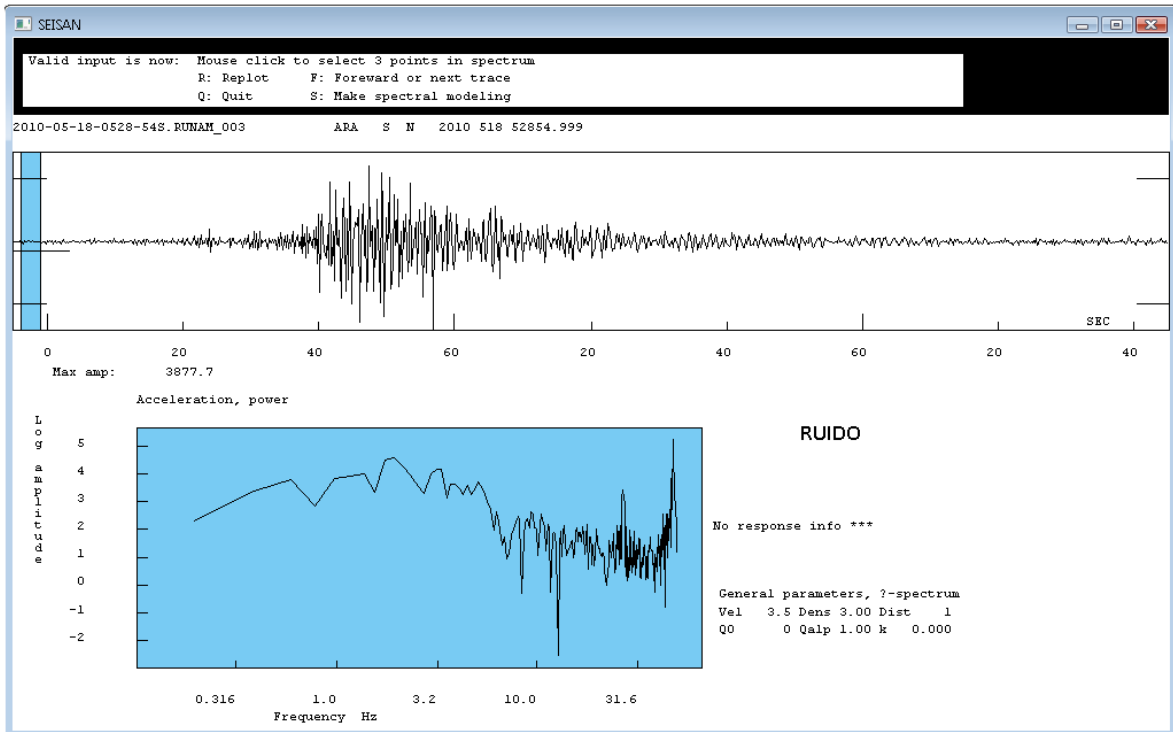


FIG. 80. Espectro de aceleración para el Ruido sísmico

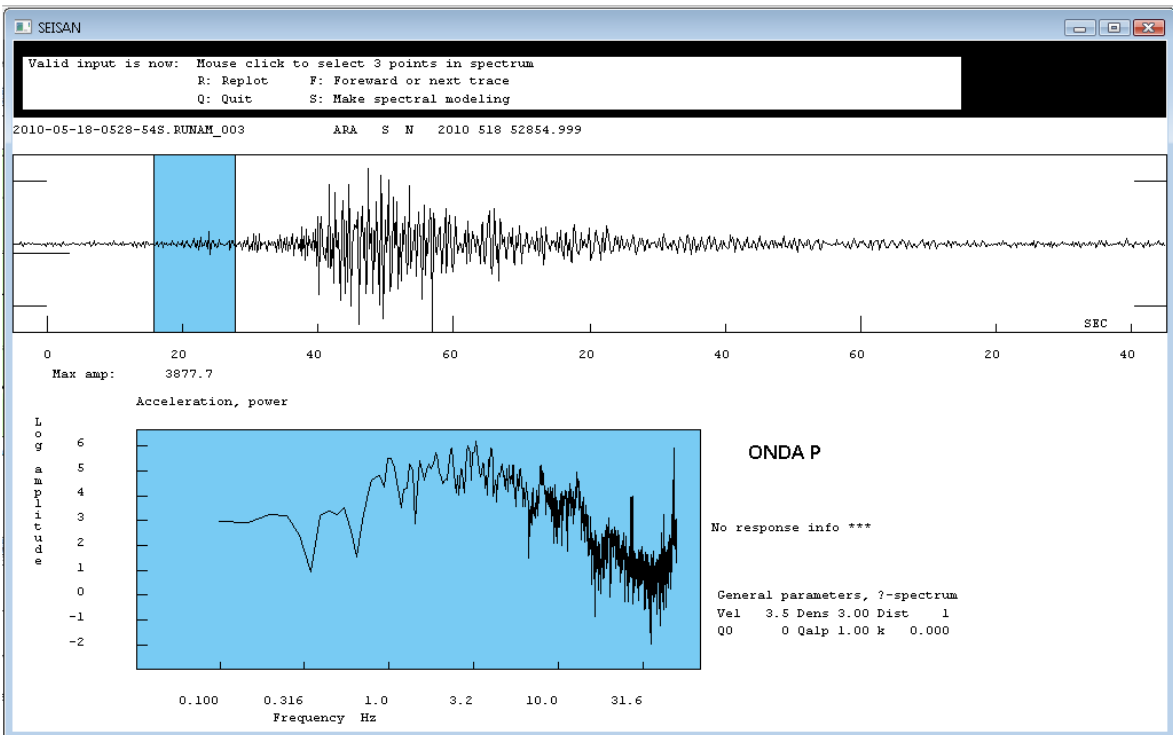
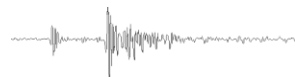


FIG. 81. Espectro de aceleración para las ondas P.



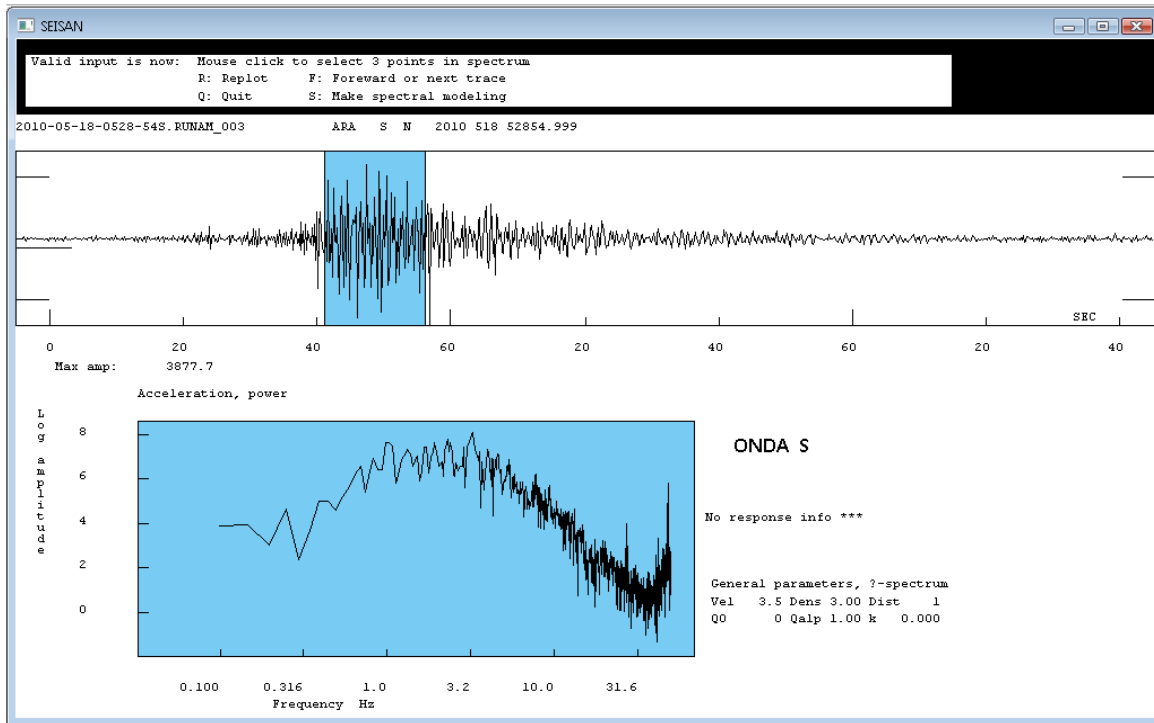


FIG. 82. Espectro de aceleración para la mayor amplitud de las ondas S.

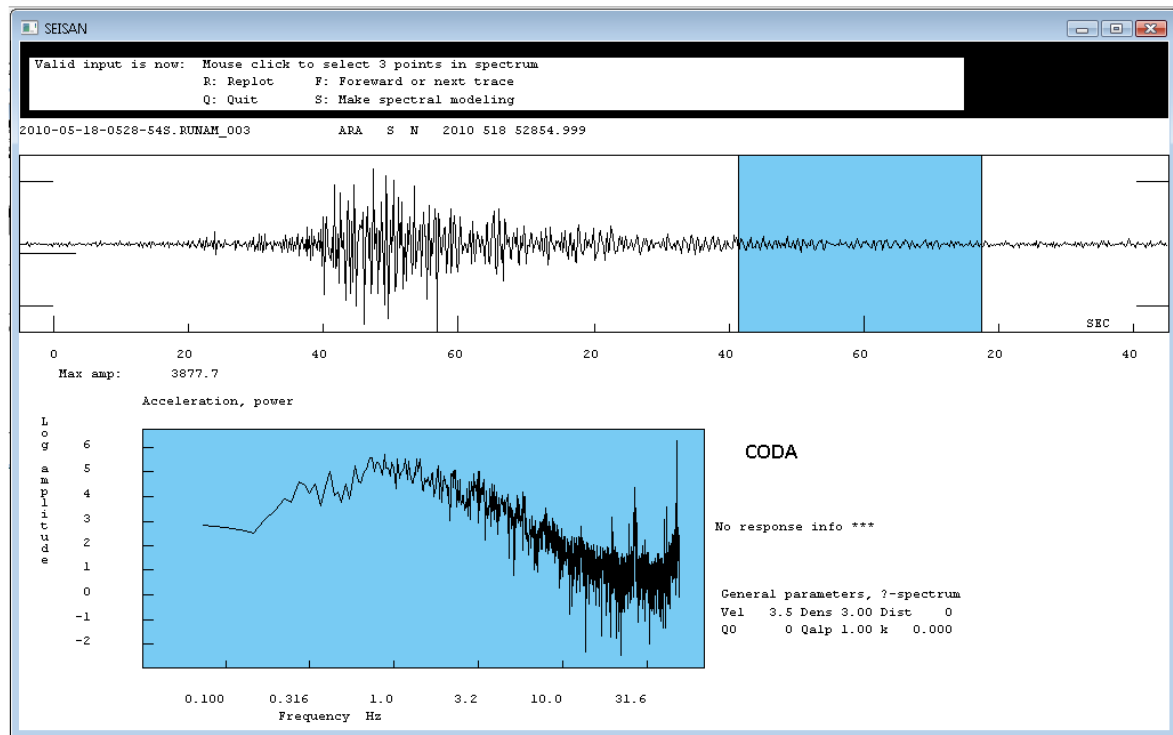


FIG. 83. Espectro de aceleración después del sismo (Coda).



Sismo regional del 18-Mayo-2010 con sus amplitudes espectrales para la componente N del ruido, onda P, onda S y Coda.

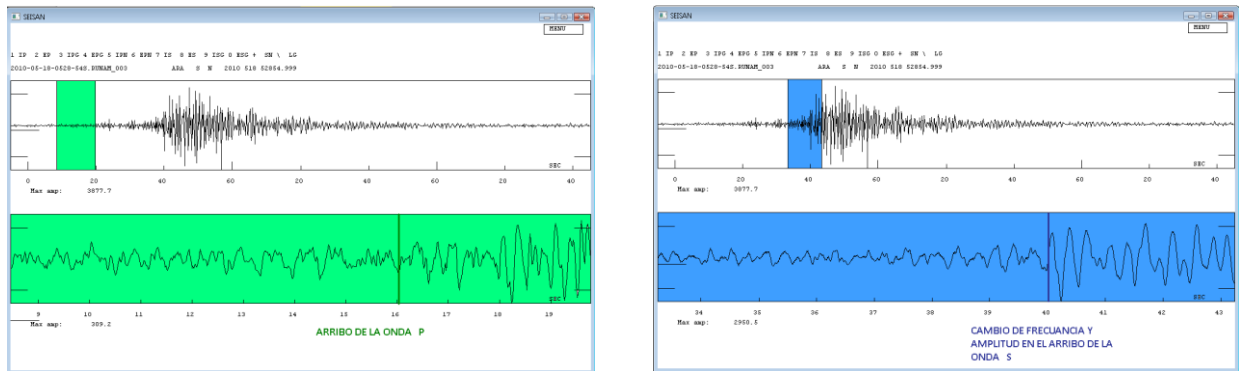


FIG. 84. Visualización de claros arribos de las fases sísmicas

Se muestra la diferencia de arribos de onda S-P (07:24:12.5 – 07:23:20) = 52.5 segundos, para el sismo del 30 de Junio de 2010 (M=6.0) ubicado por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) a 13 km. Al sur de Pinotepa Nacional, Oaxaca

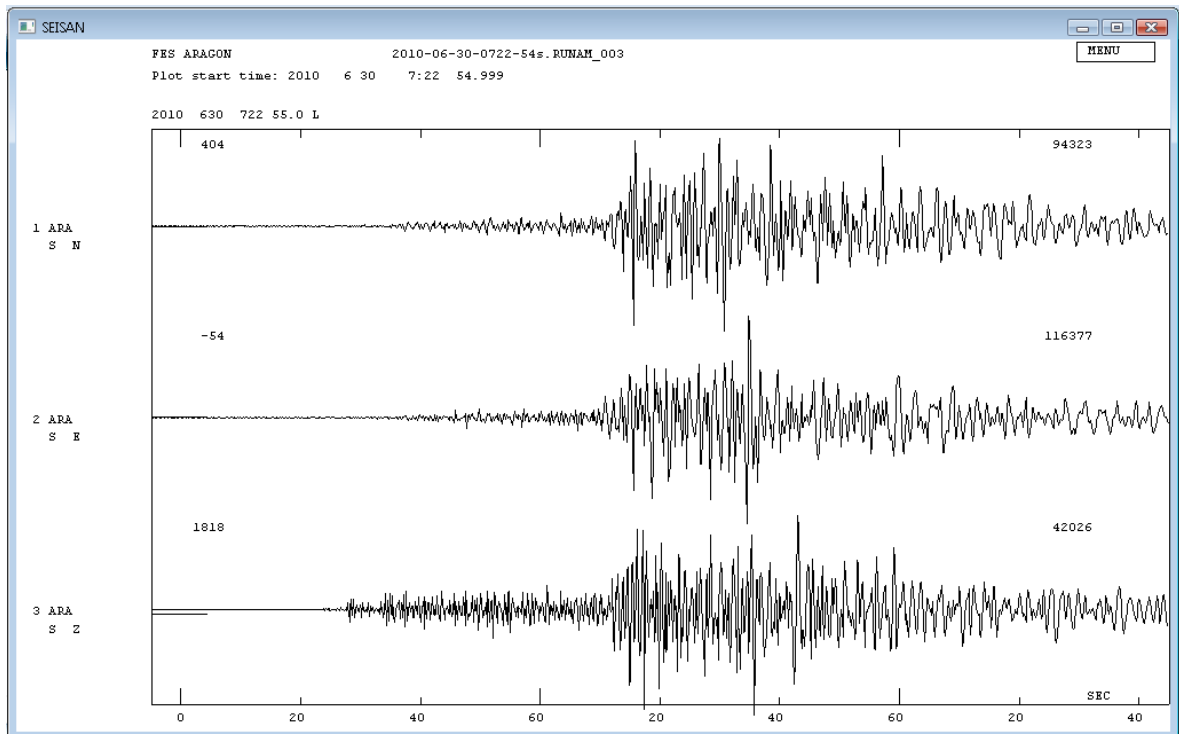
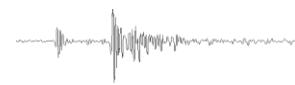


FIG. 85. Amplificación sísmica de componentes horizontales, sismo 30 Junio 2010



Podemos ver que la traza del sismo anterior presenta una mayor amplificación en las componentes horizontales N-S y E-O, que en la vertical Z (traza inferior), debido al suelo arcilloso.

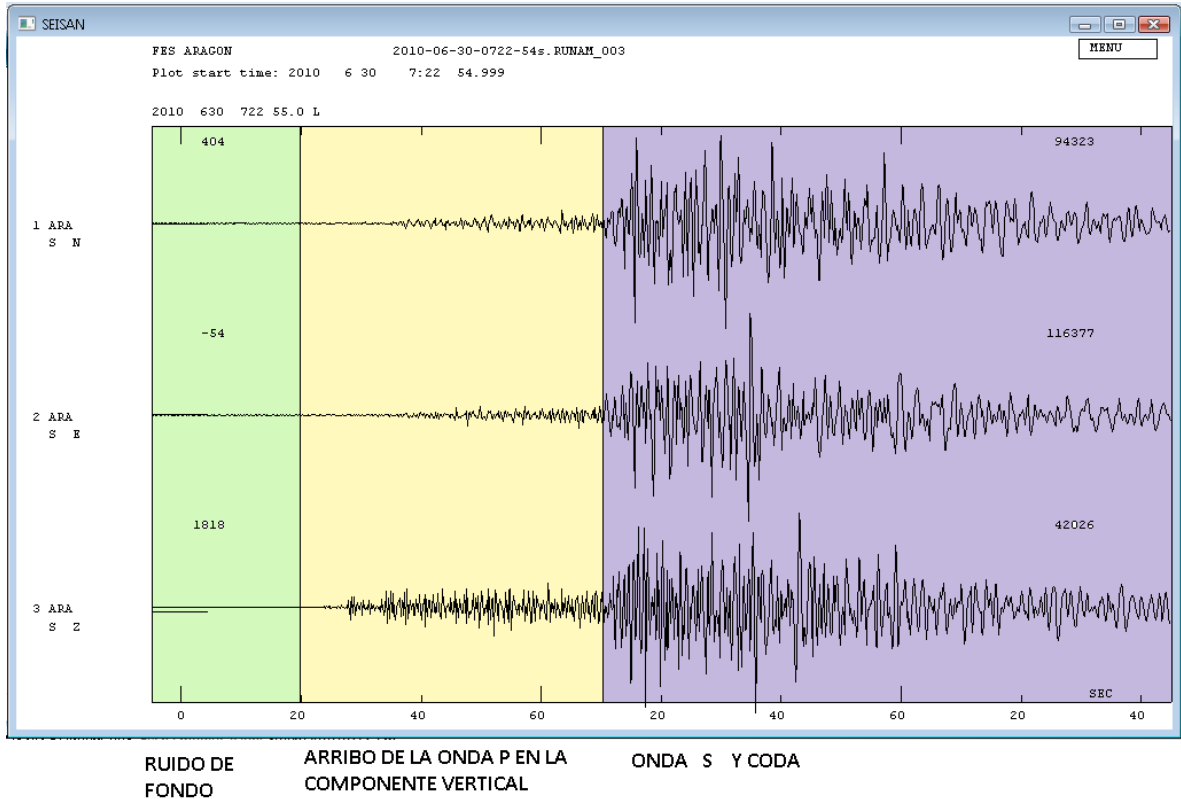
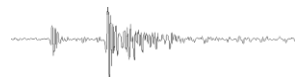


FIG. 86. Sismo 30 junio

En el sismo del 30-Junio-2010, localizado por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) en Hidalgo, fue registrado en la estación sismológica de la FES Aragón y para esta obra se a realizado un análisis espectral de la componente N, en ventanas del ruido de fondo (antes de la llegada de la onda P), de la onda P, de la onda S y de la coda (parte posterior del sismo donde llegan ondas superficiales y tardías).

Las amplitudes espectrales muestran que antes de la llegada del sismo con el ruido de fondo existe una vibración de alrededor de 2.2 Hz muy definido. Con la llegada de la onda P llegan frecuencias de 3.2 Hz y seguida por la onda S con un cambio a 1.0 Hz (hasta 0.8 Hz) y con mayor amplitud de la traza sísmica correspondiendo a la mayor liberación de energía y mayor vibración, y finalmente la Coda tiene una predominante baja frecuencia de 0.5 Hz.



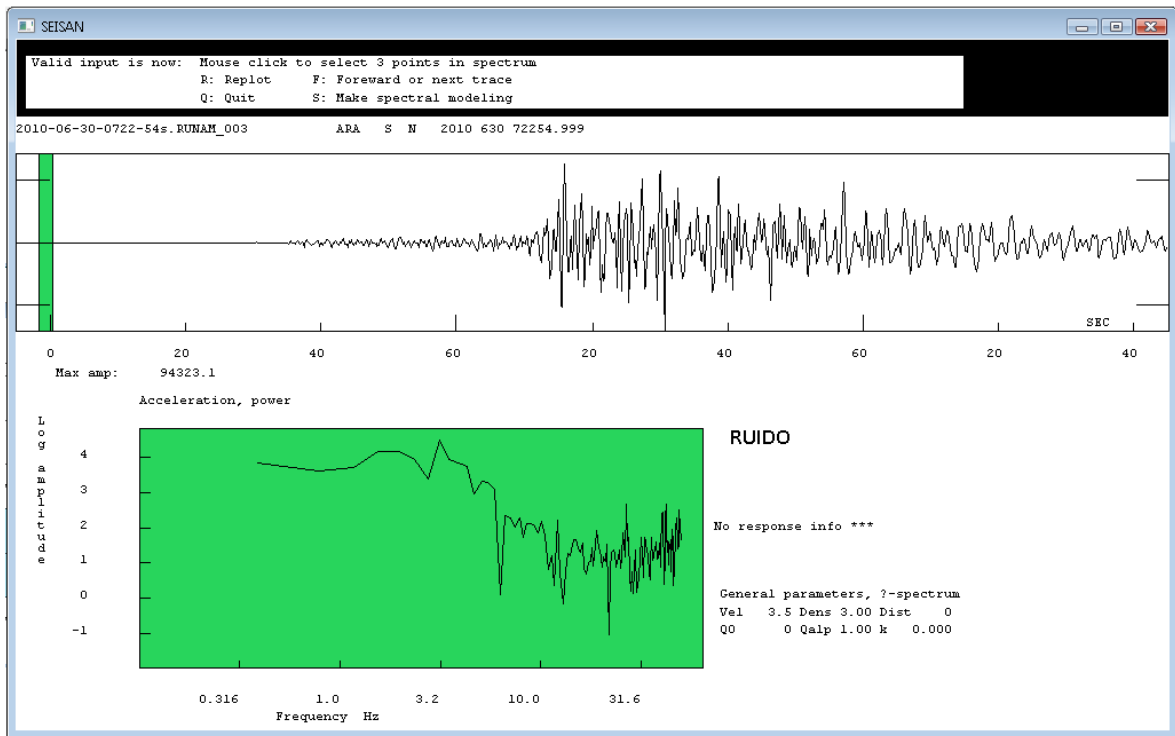


FIG. 87. Espectro de aceleración previa al sismo del 30 de junio (Ruido sísmico)

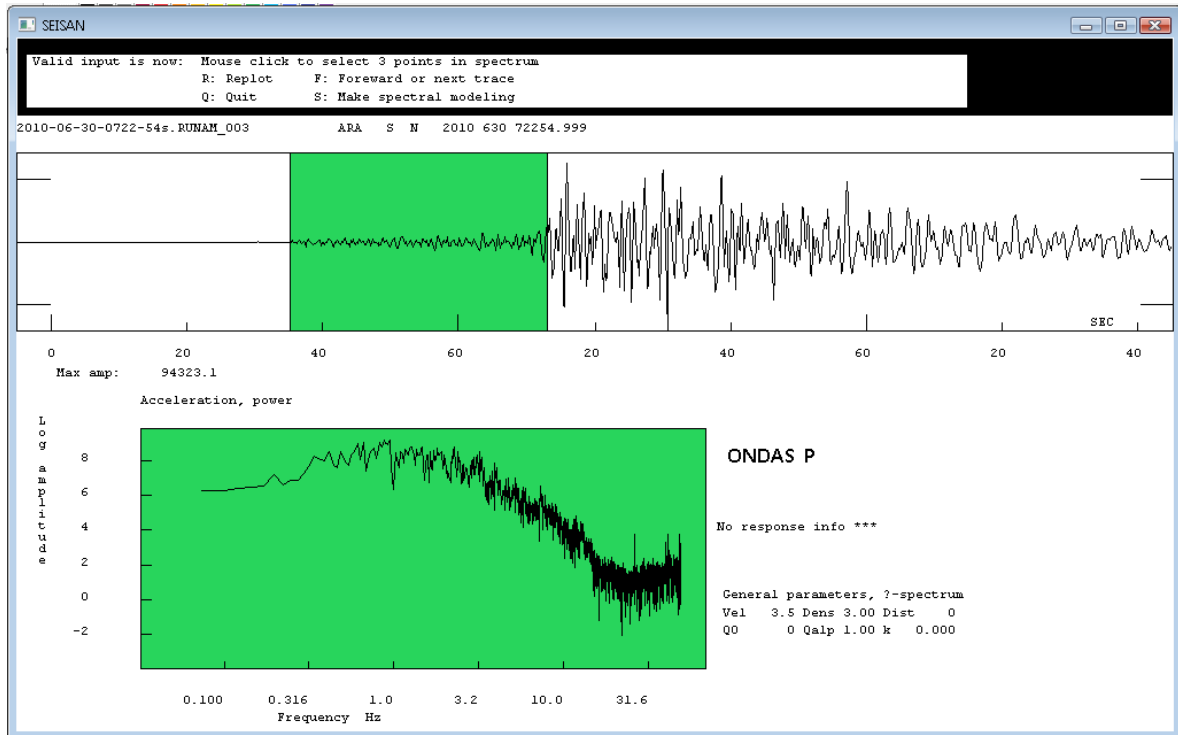
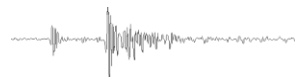


FIG. 88. Espectro de aceleración de las ondas P



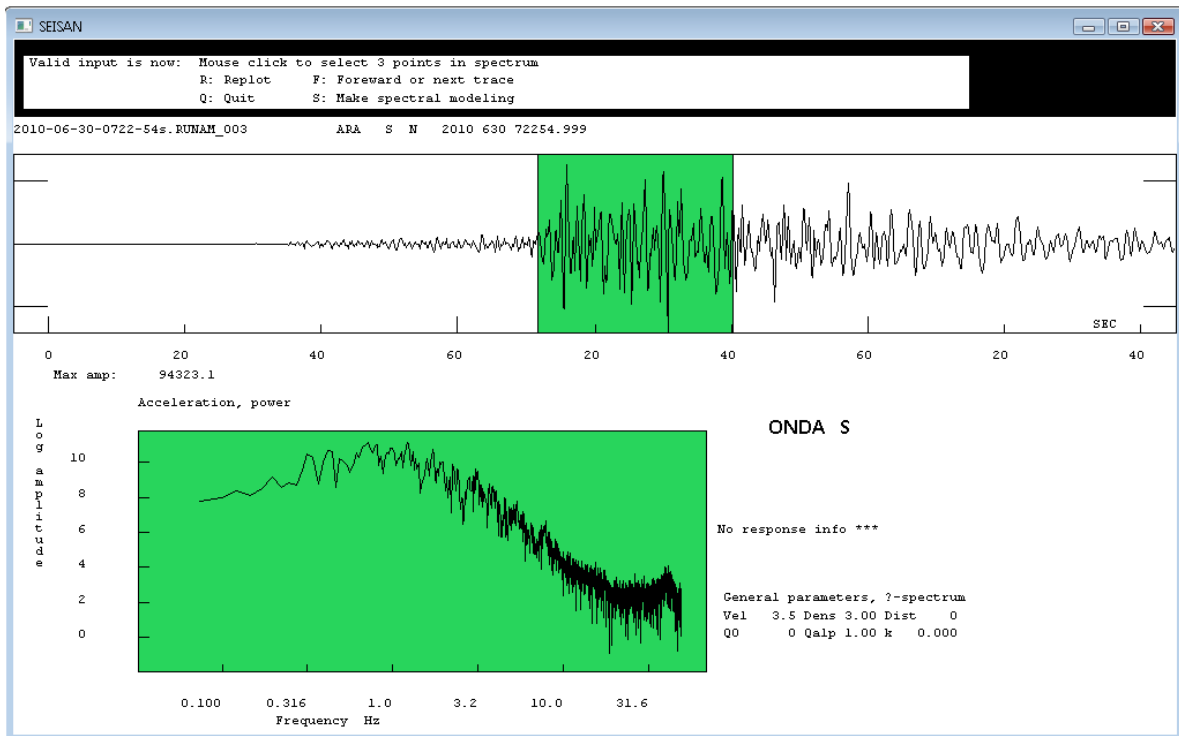


FIG. 89. Espectro de aceleración de las ondas S.

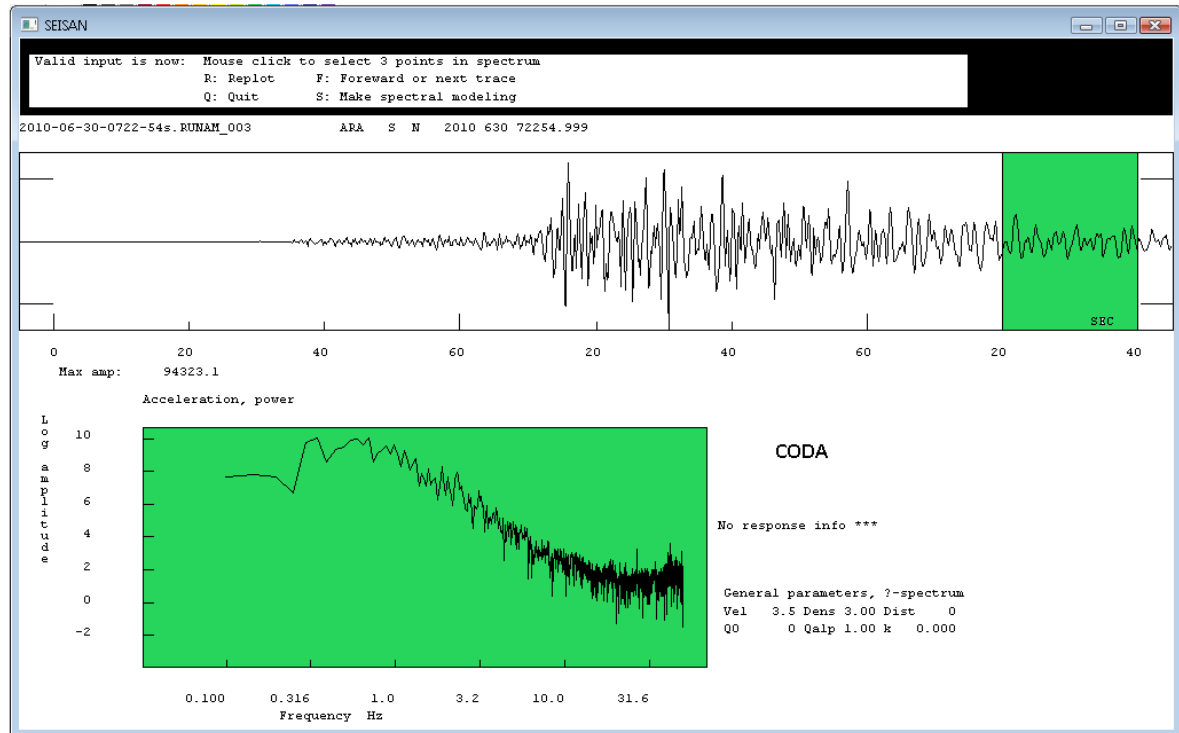


FIG. 90. Espectro de aceleración después del sismo 30 de junio 2010, (Coda).



FIG. 87. Sismo regional del 30-Junio-2010 con sus amplitudes espectrales para la componente N del ruido, onda P, onda S y Coda.

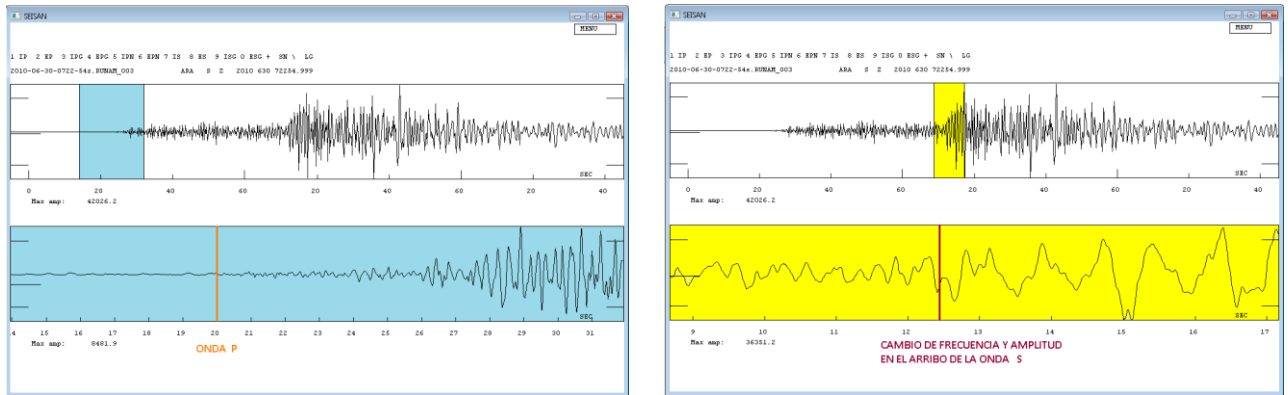
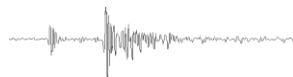


FIG. 91. Visualización de claros arribos de las fases sísmicas



CONCLUSIONES.

1. Se detectaron con buena calidad 25 sismos, locales, por ejemplo, un sismo local (05-Julio-2010, $M=3.7$ SO de San Mateo Huitzilzingo, México, SSN) y regionales dependiendo de su distancia al epicentro con magnitudes de 3.6 hasta 7.2 desde Baja California, Guerrero, Michoacán, Oaxaca, Chiapas e Hidalgo.
2. Se propone que esta estación sismológica forme parte del programa de estudio de la materia de ingeniería sísmica con la participación de los alumnos inscritos en la asignatura aportando investigaciones y monitoreo de los registros sísmicos con el propósito de involucrar y sembrar un interés en los alumnos por esta rama de la ingeniería civil.
3. Se observó el efecto de amplificación de las ondas P y S en la intensidad del movimiento de las componentes horizontales Norte y Este.
4. El análisis espectral de amplitudes da a conocer el modo de vibrar del suelo donde está asentada esta estación sismológica, que es el de una zona de lago.
5. Se recomienda complementar la práctica de esta estación sismológica con un acelerógrafo de uso continuo para comparar la aceleración en el terreno contra las aceleraciones en las estructuras de esta facultad.



REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

- [1] García Reyes Luis E. (1998), **“Dinámica Estructural Aplicada al Diseño Sísmico”**, Universidad de los Andes, Facultad de Ingeniería, Bogotá Colombia.
- [2] M.I. Roberto Quaas W. **“Breve Historia de la Instrumentación Sísmica en México”**, Centro Nacional de Prevención de Desastres CENAPRED, Instituto de Ingeniería UNAM, México.
- [3] Bazan, Meli P. R. **“Diseño Sísmico de Edificios”**, Primera Edición. Editorial Limusa, México.
- [4] Carta Vega P.R. (2006) Tesis profesional **“Conceptos Básicos, para el Análisis de Riesgo Sísmico”**, FES Aragón, México.
- [5] M.I. Roberto Quass W. **“Sismos”**, Centro Nacional de Prevención de Desastres CENAPRED, México.
- [6] M. Cuenca Sánchez J.C. (2008), **“Red Sismológica Digital Autónoma del Valle de México Registros Sísmicos 2006-2008”**, Instituto de Ingeniería UNAM, México.
- [7] Esteva L. y Ordaz M. **“Riesgo Sísmico y Espectros de Diseño en la Republica Mexicana”**, Instituto de Ingeniería UNAM, México.
- [8] Franz Sauter F. (1989), **“Fundamentos de Ingeniería Sísmica”**, Primera Edición, Editorial Tecnológica de Costa Rica, Costa Rica.
- [9] Rosenblueth E. y Newmark N. M. (1976), **“Fundamentos de Ingeniería Sísmica”**, Primera Edición, Editorial Diana, México.

