



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ESTIMACIÓN DE ESPECTROS DE RESPUESTA
EN LA CIUDAD DE PUEBLA UTILIZANDO
REDES NEURONALES ARTIFICIALES**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO CIVIL

P R E S E N T A :

FELIPE DE JESÚS PÉREZ RAMOS

TUTOR:

M.I. MARCO ANTONIO MACÍAS CASTILLO

2007



ESTIMACIÓN DE ESPECTROS DE RESPUESTA EN LA CIUDAD DE PUEBLA UTILIZANDO REDES NEURONALES ARTIFICIALES

INTRODUCCIÓN

I.	RED ACELEROGRÁFICA DE LA CIUDAD DE PUEBLA	22
	I.1 Localización de las estaciones	25
	I.2 Equipo de registro sísmico	35
	I.3 Registros obtenidos	37
II.	ESPECTRO DE RESPUESTA	44
	II.1 Antecedentes	45
	II.2 Métodos de Cálculo	46
III.	MÉTODO ALTERNO NEURONAL	55
	III.1 Redes Neuronales Artificiales	56
	III.2 Modelo neuronal propuesto	61
IV.	RESULTADOS Y ANÁLISIS	71
V.	CONCLUSIONES	79

REFERENCIAS

INTRODUCCIÓN

INTRODUCCIÓN

Antecedentes

Aspectos sísmicos. El estudio del planeta Tierra es importante para entender su comportamiento, debido a que es el lugar donde vivimos y por ello hay que aprender a convivir con los fenómenos naturales que se presentan como los, huracanes, sismos, ciclones, tornados, erosión, etc. Para los sismos, o también llamados temblores, es necesario conocer sus causas, efectos y cualquier tipo de fenómeno que se le asocie. Se considera en primer lugar la estructura interna de la Tierra como se muestra en la figura 1, donde se muestra esquemáticamente su constitución. El núcleo está probablemente compuesto de Hierro y níquel. El manto, dividido en manto inferior y superior, ocupa la mayor parte y tiene una composición a base de silicatos ferromagnesianos. Por su parte la corteza está compuesta por silicatos abundantes en potasio, sodio y calcio. El cascarón externo de la Tierra, el cual comprende a la corteza y parte del manto, tiene un espesor aproximado de 100 Km y parece comportarse como un cuerpo rígido "flotando" en el resto del manto, en donde los movimientos que se presentan se asemejan a los de un fluido.

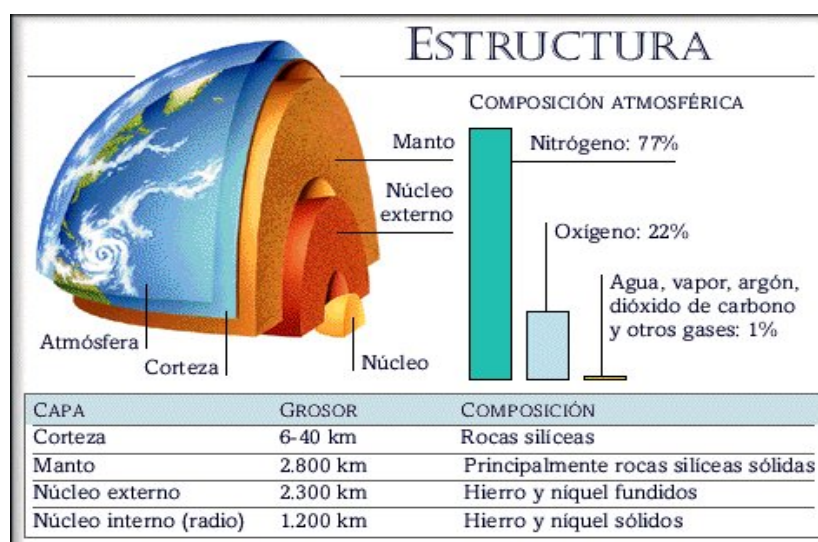


Figura 1. Estructura interna de la tierra (ref. 1)

Hace unos cien millones de años, no sólo había muchos otros organismos distintos habitando el planeta Tierra, sino que además su mundo era distinto. La distribución de océanos y continentes era muy diferente a la que podemos observar en los mapas

actuales. Hace unos 280 millones de años, los continentes se encontraban unidos en un enorme continente ahora conocido como Pangea y un superocéano que lo rodeaba. La historia del rompimiento de este gran continente, los movimientos de separación y formación de nuevos océanos, forman la teoría de la Deriva Continental que habla del desplazamiento de los continentes.

Diversos estudios han permitido el desarrollo de la teoría de la Tectónica de Placas, que establece el globo terrestre es un mosaico de placas formadas en las capas exteriores, o la litosfera, que está dividido en grandes porciones y que están en constante movimiento relativo. Como resultado de estos movimientos se tienen la generación de temblores, la actividad volcánica, la formación de montañas y la deriva de los continentes.

Por lo tanto la Tectónica de Placas resulta imprescindible para conocer la evolución de la corteza terrestre. La explicación de por qué se mueven puede explicarse por el fenómeno de convección.

Los desplazamientos de las placas son debidos a movimientos de convección, esto es, el material caliente del interior de la tierra sube a la superficie liberando calor interno, mientras que el frío baja. En los límites entre placas, donde hacen contacto unas con otras, se generan fuerzas de fricción que mantienen atoradas a dos adyacentes, produciendo grandes esfuerzos en los materiales. Cuando dichos esfuerzos sobrepasan la resistencia de la roca, o cuando se vence la fuerza de fricción, se produce la ruptura violenta y la liberación repentina de la energía acumulada, de la cual una parte se irradia en forma de ondas que se propagan en todas direcciones a través del medio sólido de la tierra. Cuando ocurre el rompimiento de las rocas en el interior de la tierra y la liberación de energía, se provoca un movimiento el cual conocemos como sismo. En la figura 2 se muestran los lugares donde emerge y subduce el material arrastrado en la convección junto a las características de temperatura y profundidad.

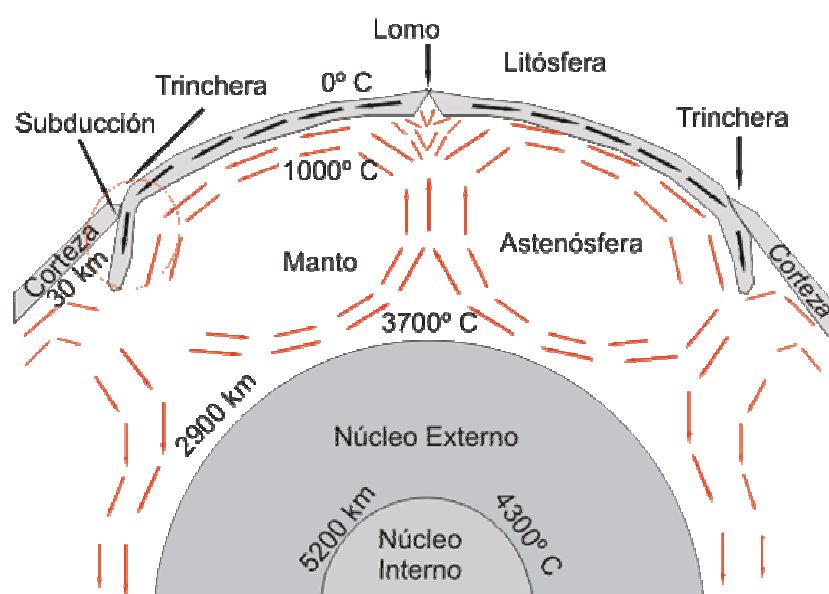


Figura 2. Corrientes de convección en la astenósfera (ref. 2)

La figura 3 muestra la distribución geográfica de las placas tectónicas en el planeta, en las flechas contrapuestas se genera litosfera y se conoce como divergencia, en las encontradas existe subducción o convergencia, y en las paralelas el movimiento es lateral o transcurrente. Las zonas de creación de nueva litosfera presentan cordilleras submarinas y las de subducción forman a menudo trincheras de gran profundidad. Es notable que las diferentes placas no coincidan con los continentes y los océanos, sino que pueden tener corteza continental u oceánica.

La litosfera no es continua sobre la superficie de la Tierra, si no que está formada por diferentes "placas", que hacen contacto unas con otras, las placas sufren movimientos relativos, debidos a fuerzas de origen aún no completamente conocido, aplicadas a lo largo de las mismas. Como la superficie del planeta esta cubierta por las placas, el movimiento relativo entre ellas sólo se logra si en algunos de los márgenes de las mismas se está creando nueva litosfera mientras que en otros márgenes algunas de ellas "cabalgan" o se enciman sobre otras; proceso al que se conoce actualmente como subducción (Figura 4).

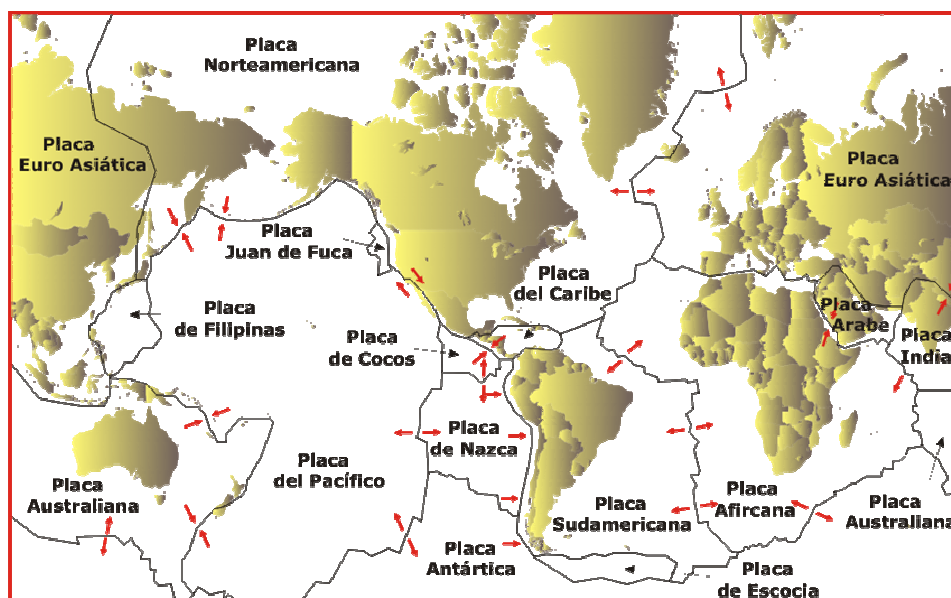


Figura 3. Ubicación de placas tectónicas existentes en el planeta (ref. 3)

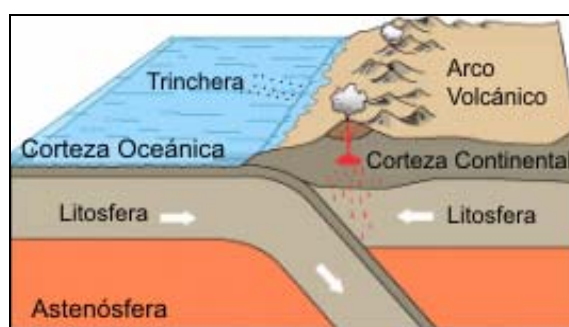


Figura 4. Proceso de subducción (ref. 4)

La ciencia encargada del estudio de las causas que producen los sismos, el mecanismo por el cual se producen y propagan las ondas sísmicas y la predicción de dicho fenómeno es la sismología, la cual es una ciencia joven ya que gran parte de sus métodos e instrumentación fueron desarrollados durante el siglo pasado. A pesar de esto, la sismología ha logrado avances notables. Quizá una de sus más valiosas contribuciones al entendimiento de nuestro planeta lo constituya la aportación a la Tectónica de Placas.

Se define como sismo, terremoto o temblor al movimiento brusco o vibración que se presenta en el interior o en la superficie de la Tierra, originando ondas de propagación

que transmiten dicho movimiento gracias a la energía acumulada que se libera en un área en particular por los repentinos esfuerzos que sufren los fallamientos del suelo.

A la frecuencia de sismos en un lugar determinado se le llama sismicidad del sitio o actividad sísmica en una región dada. Aunque los temblores son fenómenos naturales incontrolables, es posible adoptar ciertas medidas preventivas de seguridad para minimizar sus efectos; las cuales para que sean razonables, deben estar basadas en un amplio y preciso conocimiento de la sismicidad de la región.

Existen zonas de mayor actividad sísmica, tanto en frecuencia como en magnitud, donde se encuentra energía acumulada y por tanto con abundantes focos sísmicos, los cuales son llamados “cinturones sísmicos”. Las principales zonas sísmicas del mundo coinciden con los contornos de las placas tectónicas y con la posición de los volcanes activos de la Tierra, tal como puede verse en la figura 5. Esto se debe al hecho de que la causa de los sismos y de las erupciones volcánicas está fuertemente relacionada con el proceso tectónico del Planeta. Los sismos no están distribuidos en forma uniforme sobre la Tierra, sino en bandas que en su mayoría coinciden con las orillas o con las partes medias de los océanos. En algunas zonas continentales alejadas de los océanos la sismicidad coincide con regiones montañosas, como en los Alpes y los Himalayas (ref. 5).

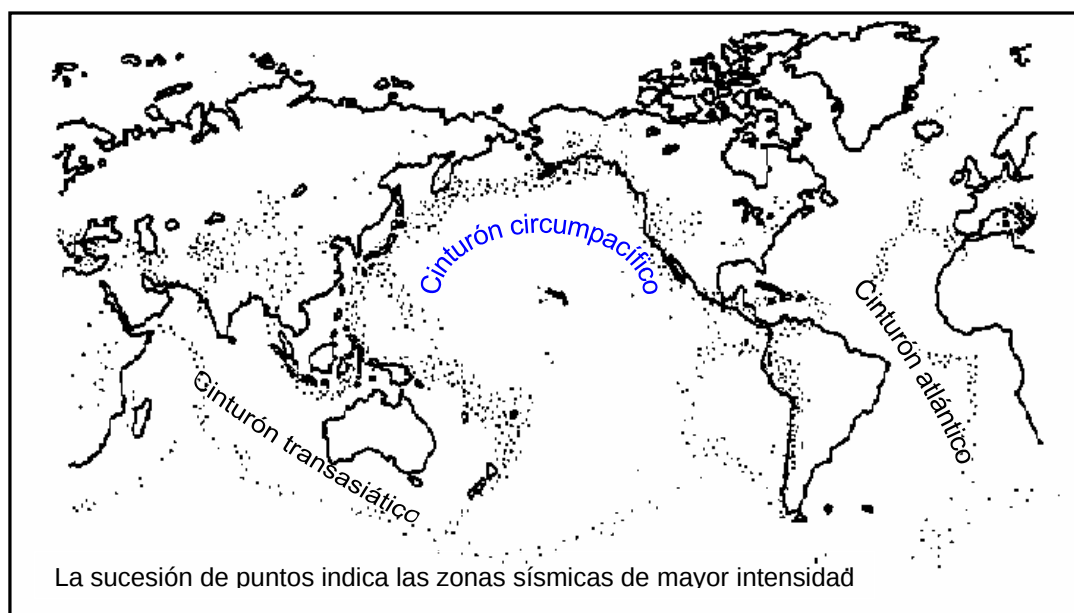


Figura 5. Situación de los principales cinturones sísmicos

Los principales zonas sísmicas coinciden con los contornos de las placas tectónicas y son denominados cinturones sísmicos, los principales en el mundo son: el Cinturón Transasiático (Himalaya, Irán, Turquía, Mar Mediterráneo, Sur de España), el Cinturón situado en el centro del Océano Atlántico y el Cinturón Circumpacífico. La extensa zona de subducción libera el 80% de la energía total liberada en el mundo y por tanto donde ocurre la mayor parte de los sismos de gran magnitud. De este porcentaje, el 3% se sitúa en la República Mexicana.

Se ha estudiado la dinámica de la Tectónica de Placas producida por los fenómenos de calentamiento y enfriamiento del material fundido que constituye el interior de la Tierra y que producen movimientos, arrastrando a las placas superficiales y forzándolas a moverse. Como una consecuencia de esto, en las zonas donde se presenta un contacto entre dos placas se llaman “fallas sísmicas” y acumulan gran cantidad de energía. En algunos casos esta energía acumulada se libera gradualmente, pero en otros casos lo hace a través de un violento deslizamiento.

Se clasifican tres tipos de fallas sísmicas, ilustradas en la figura 6: a) las divergentes o de deslizamiento, presentadas por las cordilleras oceánicas; b) las fallas transformantes, en la que las placas se deslizan una paralela a la otra conservando el área de sus superficies; c) las convergentes o fosas submarinas, en donde la litosfera por el fenómeno de subducción se sumerge para regresar al manto.

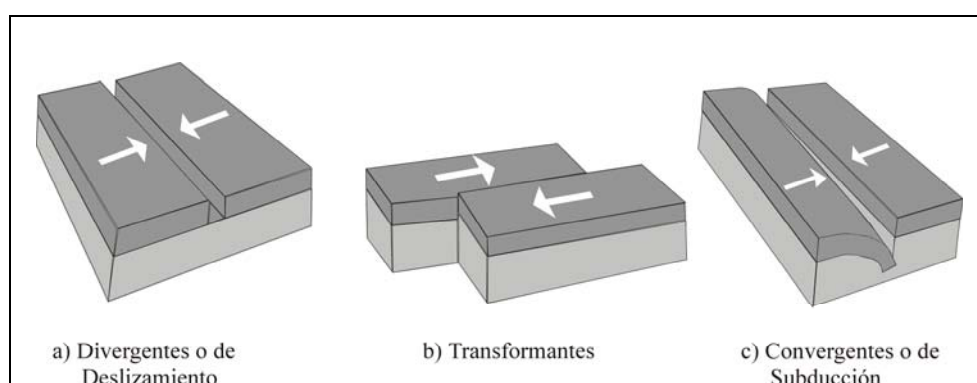


Figura 6. Tipos de fallas sísmicas (ref.6)

El lugar donde comienza el fallamiento que producen los temblores se llama foco. El sismo se propaga desde el foco en forma de energía. Cuando esa energía choca con la

superficie terrestre produce el movimiento irregular que sentimos como temblor, por lo tanto el movimiento de un punto en la superficie recibe el nombre de epicentro y es el resultado de la acción de las ondas engendradas en el foco sísmico. En la figura 7 se ilustra la superficie de rotura, que se genera por el plano de falla, además se indica cada uno de los términos antes mencionados.

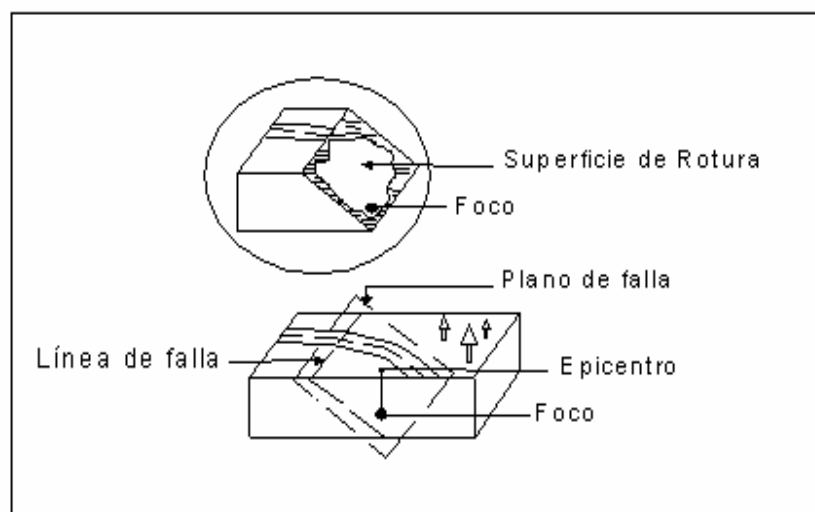


Figura 7. Superficie de rotura (ref.7)

De los sismos que se registran anualmente en el mundo, muy pocos se presentan originando efectos espectaculares o daños estructurales, la mayoría son débiles, pero no dejan de ser significantes para recabar información de la respuesta local del suelo ante excitaciones sísmicas.

Cada año 150,000 temblores de toda magnitud se producen en el mundo (ref. 8). Del total de estos sismos 10,000, aproximadamente, son reportados por los centros internacionales de sismología (menos del 7 %). Por lo cual podemos apreciar que hace falta avanzar en el número de registros obtenidos ya que estos pueden servir para continuar con la estadística de los sismos que nos hará conocer mejor nuestro planeta.

Clasificación de los sismos. En la actualidad se considera que existen diversas clasificaciones sísmicas dependiendo de varios factores. A continuación se menciona algunas de ellas.

De acuerdo a su profundidad focal, los temblores se clasifican en tres categorías: someros, intermedios y profundos. Los primeros, ocurren entre 0 y 70 Km de profundidad en las cordilleras y zonas de falla (80% de la actividad total). Los intermedios se originan entre 70 y 300 Km y los profundos aparecen en las zonas de subducción a una profundidad mayor a 300 Km.

En la actualidad hay diferentes clases de sismos: a) Tectónicos: Producidos por desplazamientos internos de la corteza terrestre y son consecuencia de las tensiones internas que tienden a nuevas posiciones de equilibrio, b) Volcánicos: Originados por la expulsión violenta de lava y los derrumbamientos que la acompañan pueden provocar hundimientos de zonas colindantes al volcán, c) Artificiales: Están ligados a la actividad humana y se producen por accidente o provocados, d) Por derrumbamientos: Se presentan por el hundimiento de huecos existentes en las rocas solubles, e) Varios: Provocados por causas naturales distintas de las anteriores, tales como: grandes movimientos superficiales del terreno, deslizamientos, corrimientos, etc.

Los temblores que causan impacto o daños severos, tanto en estructuras como en el terreno se denominan macrosismos, los que no son notados por el hombre pero pueden ser registrados con instrumentos especiales se conocen como microsismos y los que se encuentran entre estos dos rangos se denominan, simplemente, sismos. No existe una separación clara entre ellos, sino un límite arbitrario.

Existe otra clasificación de los sismos dependiendo de los diferentes tipos de movimientos, normalmente, clasificados como trepidatorios y oscilatorios. Esta clasificación se emplea de manera general, ya que en realidad los movimientos que se generan por un sismo son en varias direcciones aunque sus registros se obtienen, principalmente, en tres direcciones ortogonales. En general se clasifican dependiendo de la percepción del movimiento, por ejemplo, si el sismo se presenta con mayor movimiento de manera vertical se le denomina trepidatorio, en cambio si se presenta con mayor movimiento horizontal se le denomina oscilatorio.

Durante una perturbación brusca en el interior de un cuerpo sólido pueden generarse ondas longitudinales y transversales. Las primeras producen compresiones y dilataciones en el medio y se propagan en la misma dirección, como se muestra en la

figura 8. Las segundas presentan un movimiento en dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda como se ilustra en la figura 9, afectando a las formas de los elementos considerados. Estos dos tipos de ondas son conocidas como ondas internas por que se propagan en el interior de un sólido elástico, las primeras también han sido llamadas ondas P (primarias) y las segundas ondas S (secundarias). Su nombre es debido a momento de llegada de las ondas a las estaciones donde es registrado el sismo; por ejemplo, las ondas P llegan primero ya que recorren el medio en el que se transmite en dirección recta, en cambio las ondas S tardan más tiempo en llegar por presentar una trayectoria no recta y su propagación produce un esfuerzo cortante en el medio, de ahí se origina también el nombre de ondas de corte o cizalla. También se distingue las ondas SH, cuyas partículas oscilan en el plano horizontal y perpendicular a la dirección de propagación, y las ondas SV, cuyas partículas oscilan en el plano vertical y perpendicular a la dirección de propagación.

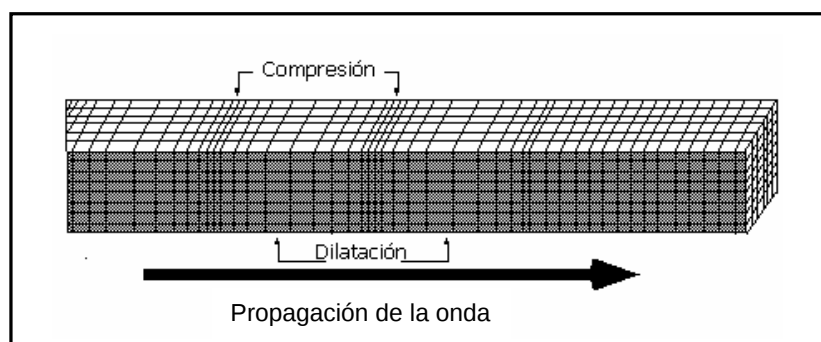


Figura 8. Ondas Longitudinales (ref.9)

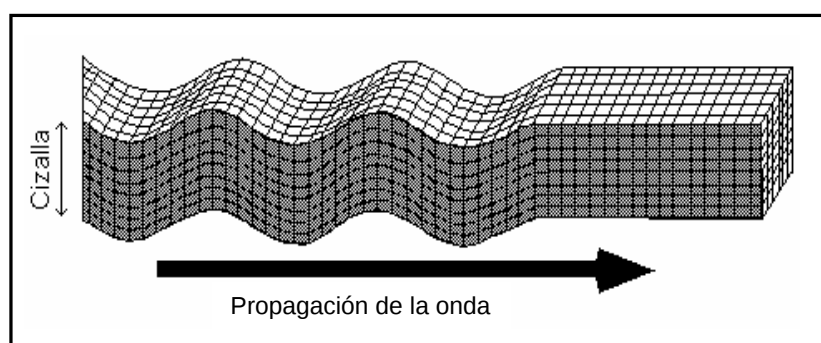


Figura 9. Ondas Transversales (ref.10)

Las ondas que se propagan en la superficie de la Tierra se conocen con el nombre de ondas superficiales entre las cuales podemos mencionar 2 tipos importantes: ondas Love que originan oscilaciones elípticas contenidas en un plano tangente a la superficie y sus ejes coinciden con la dirección de propagación. Su efecto es de compresión, extensión y cizalla. Se generan por cambios de velocidad de las ondas transversales, ligados a la superficie de discontinuidad. El segundo tipo son las ondas Rayleigh que causan movimientos rodantes parecidos a las ondas de mar y sus partículas se mueven en forma elipsoidal en el plano vertical, que pasa por la dirección de propagación. Cabe mencionar que analizando la dispersión de las ondas Rayleigh los científicos obtuvieron informaciones muy útiles acerca de la estructura de la corteza terrestre y del manto superior de la Tierra.

Medición de sismos. La intensidad es una medida subjetiva de los efectos de un sismo y se refiere al grado de sacudimiento en un sitio determinado. Como es natural, el primer intento para catalogar los temblores se hizo por medio de una clasificación empírica que tomaba en cuenta únicamente los efectos observables. Se propusieron escalas para clasificar el tamaño de los temblores desde los últimos años del siglo pasado. En 1902, Mercalli propuso una tabla, que fue posteriormente modificada en 1931 y desde entonces se ha llamado escala Modificada de Mercalli. Esta no es única pero sí la más frecuentemente usada en nuestro continente. Consta de 12 grados de intensidad, como puede apreciarse en la tabla 1, donde se muestran también las características de cada grado, que es denotado por números romanos del I al XII. No se necesita ningún instrumento, basta solo con observar los efectos de la vibración sísmica.

La escala de intensidad permite describir de manera sucinta los efectos de un temblor. Por otra parte los daños causados por un sismo se concentran en las cercanías de la fuente, la distribución de intensidades permite estimar el epicentro; sin embargo, es en gran medida subjetiva y no permite la comparación de los sismos entre si puesto que, por ejemplo, un sismo pequeño puede causar más daños a una población, si está cercana al epicentro, que uno grande a mayor distancia.

La escala de intensidad no proporciona información sobre la energía u otra variable física liberada en el temblor. Así pues es necesario catalogar temblores de acuerdo con los procesos físicos de la fuente; pero también de manera tal que puedan ser medidos a

través del registro gráfico o numérico que de ellos se tiene, es decir de los sismogramas.

En cambio la magnitud de un sismo es una medida que va relacionada con la cantidad de energía liberada por el sismo en forma de ondas. Esto ha permitido a Gutenberg proponer una definición ligeramente más científica llamada “magnitud unificada” y denotada por la letra M (ref. 11). Dicho valor no depende, como la intensidad, de la presencia de pobladores que observen y describan los múltiples efectos del sismo en una localidad dada; en cambio, para determinar la magnitud se utilizan, necesariamente, uno o varios registros de sismógrafos y una escala estrictamente cuantitativa, sin límites superior ni inferior. Una de las escalas más conocidas es la de Charles Richter, quien desarrolló una escala estrictamente cuantitativa, aplicable a sismos ocurridos en regiones tanto habitadas como no pobladas, utilizando las amplitudes de las ondas registradas por un sismógrafo. La conveniencia de designar los efectos de un sismo mediante números (magnitud), ha requerido que el método se amplíe a otros tipos de sismógrafos por todo el mundo. Puede calcularse a partir de la amplitud causada por varios tipos de ondas elásticas (de superficie o de cuerpo), además se puede considerar como un tamaño relativo de un temblor y se determina tomando el logaritmo en base diez de la amplitud máxima de movimiento dependiendo de la profundidad del foco del sismo y de su distancia al punto de registro.

Para caracterizar un sismo se requieren diversos parámetros, como son su localización epicentral, profundidad y magnitud, o algunos otros asociados con el plano de falla (orientación, buzamiento y sentido del movimiento), con la duración de la ruptura así como de la energía sísmica total e irradiada. En el caso de la magnitud su cuantificación está basada en la amplitud de las ondas sísmicas, a continuación se incluyen algunas expresiones para el cálculo de la magnitud (ref. 12)

$$M = \log A + f(\Delta) + c_1 + s \quad (1)$$

En la ecuación 1, M es la magnitud del sismo, A es la amplitud de la onda correspondiente, Δ es la distancia epicentral, c_1 es una constante y s es una corrección que depende de la estación de registro.

La escala de magnitud local, M_L , fue introducida por Richter en 1935, con el objetivo de clasificar los temblores del sur de California en grandes, medianos y pequeños, en donde:

$$M_L = \log A + f(\Delta) \quad (2)$$

En la ecuación 2, A es la amplitud máxima del desplazamiento, en milímetros, registrada por un sismógrafo torsional estándar Word-Anderson con periodo natural de 0.8 segundos, amortiguamiento de 80% del crítico y amplificación de 2800. No se especifica el tipo de onda, pero puede ser P, S u otra superficial. La función de atenuación $f(\Delta)$, fue determinada para distancias epicentrales $\Delta \leq 600$ kilómetros, a partir de temblores del sur de California. Fue definida de suerte que si $A = 1\mu$ y $\Delta = 100$ Km, sea $M_L = 0$.

La magnitud de ondas superficiales, M_S , fue introducida por Gutenberg en 1945, pensada esencialmente para temblores someros, y se define para los componentes horizontales y vertical según las expresiones 3 y 4 correspondientemente.

$$M_S = \log A + 1.656 \log(\Delta) + 1.818 + s \quad (3)$$

$$M_S = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66 \log(\Delta) + 3.3 \quad (4)$$

Donde T es el periodo de las ondas.

Gutenberg, también introdujo una escala de magnitud basada en ondas de cuerpo, M_B . En esta escala se mide la amplitud máxima de un grupo de ondas y puede usarse para temblores superficiales, intermedios y profundos. El periodo de las ondas usadas es generalmente de entre 0.5 y 12 segundos.

$$M_B = \log\left(\frac{A}{T}\right) + Q(\Delta, h) \quad (5)$$

En la ecuación 5, Q es un factor de atenuación que está en función de la distancia, Δ , en grados y la profundidad focal, h , en kilómetros.

Otra escala de magnitud usada es M_b , la que se calcula a partir de la máxima amplitud de las ondas “P” en los primeros ciclos del registro, obtenido con un instrumento de periodo natural de un segundo en el componente vertical. Generalmente, el periodo natural de la onda usada en el cálculo es también de un segundo. Para calcularlo se usa la ecuación 5, pero cambia el periodo de la onda y la manera de medir la amplitud máxima. Existe una extensión de la escala M_b conocida como $\bar{m}_b$, donde en vez de medir la amplitud máxima en los primeros ciclos de ondas primarias, se mide la amplitud máxima en todo el grupo de estas ondas.

Otra escala de magnitud es la M_w , basada en el momento sísmico, M_0 y está definida por:

$$M_w = \frac{2}{3}(\log M_0 - 16.1) \quad (6)$$

En la ecuación 6, $M_0 = \mu \cdot S \cdot \bar{u}$, donde μ es el módulo de rigidez al corte del material involucrado en falla, S es el área de la zona de ruptura y $\bar{u}$ es el deslizamiento promedio en la superficie de falla.

Todas las magnitudes no tienen límite superior ni inferior; aunque en el extremo superior, el sismo está limitado por la resistencia de las rocas de la litosfera. Para propósitos ingenieriles prácticos, dichos valores de magnitud son muy parecidos.

Richter después de haber relacionado el número de terremotos que puede haber en un año en toda la tierra con las magnitudes, concluye que puede haber 154 temblores de magnitud 6, 17 temblores de magnitud 7, 2 temblores de magnitud 7.9, cada 3 ½ años habría 1 temblor de magnitud 8.6. Los sismos más fuertes de que se tenga noticia, han sido dos, en los últimos 80 años, con magnitud 8.9. El primero en la frontera de Colombia con el Ecuador, al lado de Tumaco, el 31 enero de 1906. El segundo en Sanriku, Japón, el 2 de marzo de 1933. Esto muestra que físicamente, hay un límite para las magnitudes.

La escala de magnitud está relacionada con la energía liberada por el sismo en forma de ondas; mientras que la de intensidad, con los daños producidos por el sismo. Ambas

escalas son necesarias puesto que miden aspectos diferentes de la ocurrencia de un temblor. Así, mientras la escala de magnitud está relacionada con el proceso físico mismo, la intensidad lo está con el impacto del evento en la población, las construcciones y la naturaleza.

Tabla 1. Escala de Mercalli modificada en 1931 por Wood y Neuman (ref. 13)

Grado		Descripción
I	Muy débil	No se advierte sino por unas pocas personas y en condiciones de perceptibilidad especialmente favorables.
II	Débil	Se percibe sólo por algunas personas en reposo, particularmente aquellas que se encuentran ubicadas en los pisos superiores de los edificios.
III	Leve	Se percibe en los interiores de los edificios y casas.
IV	Moderado	Los objetos colgantes oscilan visiblemente. La sensación percibida es semejante a la que produciría el paso de un vehículo pesado. Los automóviles detenidos se mecen.
V	Bastante fuerte	La mayoría de las personas lo percibe aún en el exterior. Los líquidos oscilan dentro de sus recipientes y pueden llegar a derramarse. Los péndulos de los relojes alteran su ritmo o se detienen. Es posible estimar la dirección principal del movimiento sísmico.
VI	Fuerte	Lo perciben todas las personas. Se siente inseguridad para caminar. Se quiebran los vidrios de las ventanas, la vajilla y los objetos frágiles. Los muebles se desplazan o se vuelcan. Se hace visible el movimiento de los árboles, o bien, se les oye crujir.
VII	Muy fuerte	Los objetos colgantes se estremecen. Se experimenta dificultad para mantenerse en pie. Se producen daños de consideración en estructuras de albañilería mal construidas o mal proyectadas. Se dañan los muebles. Caen trozos de mampostería, ladrillos, parapetos, cornisas y diversos elementos arquitectónicos. Se producen ondas en los lagos.
VIII	Destruyivo	Se hace difícil e inseguro el manejo de vehículos. Se producen daños de consideración y aún el derrumbe parcial en estructuras de albañilería bien construidas. Se quiebran las ramas de los árboles. Se producen cambios en las corrientes de agua y en la temperatura de vertientes y pozos.
IX	Ruinoso	Pánico generalizado. Todos los edificios sufren grandes daños. Las casas sin cimentación se desplazan. Se quiebran algunas canalizaciones subterráneas, la tierra se fisura.
X	Desastroso	Se destruye gran parte de las estructuras de albañilería de toda especie. El agua de canales, ríos y lagos sale proyectada a las riberas.
XI	Muy desastroso	Muy pocas estructuras de albañilería quedan en pie. Los rieles de las vías férreas quedan fuertemente deformados. Las cañerías subterráneas quedan totalmente fuera de servicio.
XII	Catastrófico	Daño casi total. Se desplazan grandes masas de roca. Los objetos saltan al aire. Los niveles y perspectivas quedan distorsionados.

Sismicidad en México. México está localizado en una de las regiones sísmicas más activas del mundo. Influida por 5 placas: en la parte norte se encuentra subduciéndose hacia la placa Norteamericana; por un lado de la Rivera (frente a Nayarit y Jalisco) y la de Cocos (frente a las costas de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero y Oaxaca); y por el otro lado la del Caribe, unida también a la de Cocos por la falla de Tehuantepec, localizada frente a la costa de Chiapas, hacia el norte del país, la falla de San Andrés originada por la transducción entre las placas Norteamericana y del Pacífico, da lugar a los sismos localizados en Baja California y Sonora (ref. 14). Por la ubicación geográfica de México y la colindancia entre las placas tectónicas la probabilidad de ocurrencia de temblores destructivos es bastante alta. La región donde ocurren la mayor parte de los sismos de magnitud importante es la zona sur y centro de nuestro país (ref.15). Esta actividad sísmica está asociada a la interacción de las placas Rivera y Cocos con respecto a la Norteamericana. En la figura 10 se muestra la ubicación y se indica la dirección de su movimiento.



Figura 10. Ubicación y movimiento de las placas en la República Mexicana (ref. 16)

A lo largo de la costa del Pacífico grandes sismos han sido una parte integral de nuestra historia. En la actualidad se han identificado en esa región dos sitios como los de mayor potencial sísmico: las costas de Guerrero y del istmo de Tehuantepec. Las características que presentan estas regiones hace suponer que sismos importantes de

magnitudes cercanas a 8 podrían ocurrir (ref.17). Hacia el interior, los estados de Guerrero, Michoacán, Oaxaca y Chiapas han sufrido también los efectos de sismos profundos que ocurren por debajo del continente. Desgraciadamente, no es posible aún determinar con confiabilidad la fecha exacta cuando estos ocurrirán y su localización es aún más difícil de determinar.

El tamaño de un sismo es una función de la región que sufre resquebrajamiento, entre mayor sea el área que se rompe por la acción de las fuerzas tectónicas, mayor es el tamaño del temblor. Como la mayor área de contacto entre placas se encuentra en las zonas de subducción, es aquí donde ocurren los sismos más grandes, no solo en México, sino también en el mundo.

En México, existe una zona de subducción a lo largo del Pacífico que abarca desde las costas de Jalisco hasta la frontera con Guatemala. Una placa relativamente pequeña determinada Placa de Cocos forma el piso oceánico del Pacífico mexicano y se mueve hacia el continente con una velocidad promedio de siete centímetros al año. El movimiento relativo entre la placa de Cocos y la placa de Norteamérica, sobre la cual yace México, no es constante e ininterrumpido sino que se lleva a cabo en deslizamientos súbitos y episódicos de la zona de contacto. Cada vez que se acumula energía suficiente en un cierto segmento de la falla ocurre un desplazamiento que puede llegar a ser del orden de uno a tres metros, originando así un terremoto.

Si bien la mayor parte de la actividad sísmica tiene lugar en el plano de contacto entre las dos placas, ocurren también en el interior de la placa en subducción, que pueden alcanzar profundidades de hasta 700 km y que reflejan el estado de esfuerzos al que está sometida la placa al introducirse en el interior de la tierra. Al penetrar la placa cada vez más profundamente en el interior de la tierra, ciertos minerales se funden a una determinada presión y temperatura, formando un magma que asciende a la superficie y genera las cadenas volcánicas que acompañan a las zonas de subducción.

La longitud de ruptura de los grandes sismos de subducción que han ocurrido durante el siglo pasado en México varía de unos cincuenta hasta doscientos kilómetros de largo. Estos temblores inter-placa ocurren por el mencionado roce de la placas Norteamericana con las oceánicas de Cocos y Rivera, a lo largo de su zona de contacto. Como los sismos de subducción ocurren entre la costa y la fosa

Mesoamericana (FMA), los más grandes y superficiales llegan a deformar el suelo oceánico durante la ruptura.

Al introducirse por debajo de la costa sur de México, la placa de Cocos se rompe y deforma produciendo sismos profundos mayores a los cuarenta kilómetros que reflejan los esfuerzos a que está sometida la placa al penetrar al interior de la tierra. Los sismos corticales ocurren dentro de la placa Norteamericana. Son sismos intra-placa muy superficiales que no llegan a rebasar los treinta y cinco kilómetros de profundidad. Existen también otros sismos inter-placa en México, debido al rozamiento entre las placas, Norteamericana y Pacífico. De igual manera, los que ocurren en zonas de fractura oceánica, bajo el fondo del mar, muy alejados de las costas.

Si bien los sismos en el interior de la placa son menos frecuentes y de magnitudes generalmente menores que los temblores de subducción, aquéllos ocurren hacia el interior del país, donde se encuentran los mayores centros de población. Su ocurrencia cercana a concentraciones urbanas produce daños relativamente altos para las magnitudes de los sismos en cuestión. En la figura 11 se describe brevemente la localización y el tipo de falla que presentan algunos sismos importantes ocurridos en México.

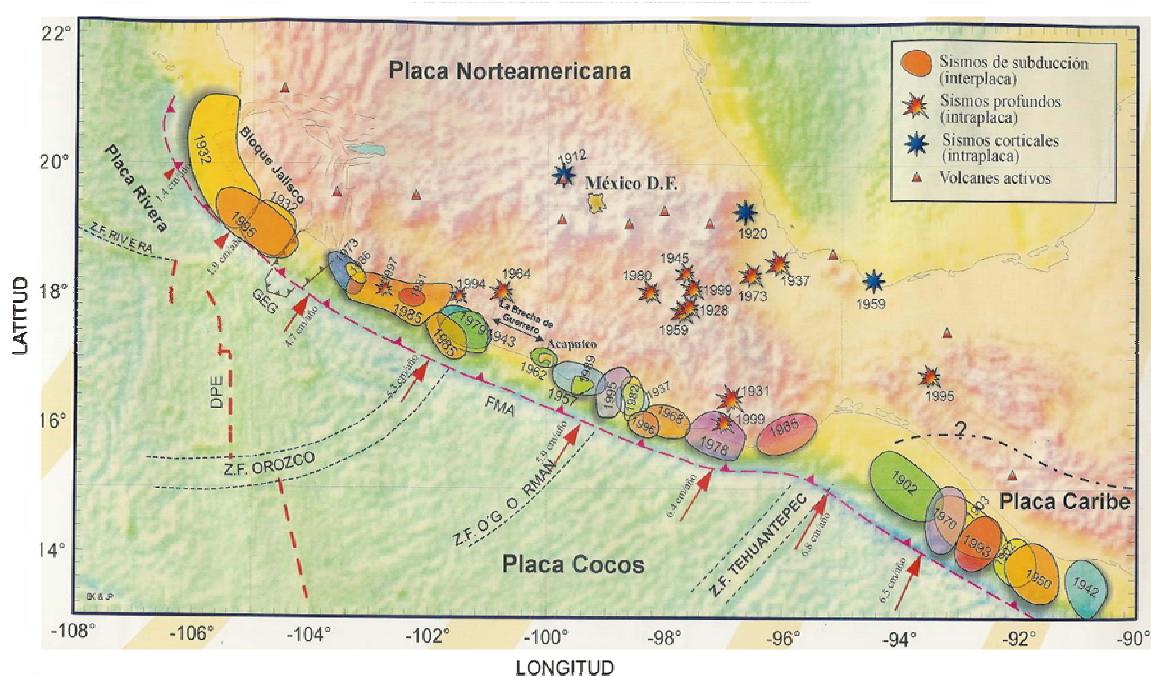


Figura 11. Localización de algunos sismos importantes en México (ref. 18)

En la dinámica de la naturaleza de nuestro país, la presencia de fallas geológicas activas y acción de las placas tectónicas son factores siempre presentes para la ocurrencia de temblores.

El desastre más conocido en la historia reciente en la República Mexicana, es el que se presentó en la Ciudad de México debido a los terremotos del 19 y 20 de septiembre de 1985, como consecuencia de este suceso, se realizaron diversas investigaciones y se consideró imprescindible contar con una red de monitoreo de sismos fuertes en varias zonas del País.

Para el año 2001, la red de acelerógrafos de México 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 (ref. 19). Esto representa el gran interés por obtener registros de mayor calidad y así ampliar la instrumentación en nuestro país.

Los proyectos de instrumentación sísmica han atendido con prioridad las zonas de alta, mediana y baja sismicidad. Lo cual ha dado origen a numerosas redes acelerográficas las cuales son operadas por diversos organismos de investigación nacional entre ellos el Instituto de Ingeniería (II), Instituto de Geofísica (IG) de la UNAM, el Centro Nacional de Prevención de desastres (CENAPRED), la Comisión Federal de Electricidad (CFE), el Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico de la Fundación Javier Barros Sierra (CIRES), la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla (BUAP), el Instituto de Investigaciones para la Ingeniería A C de Guadalajara, la Universidad de Michoacán y la Universidad Autónoma Metropolitana (UAM) (ref. 20).

Estos organismos han aportado información útil que ha dado pie a que se le realicen investigaciones y desarrollo de proyectos estructurales e infraestructura nacional donde se utilizan valores adecuados para los coeficientes de seguridad sísmica, con márgenes adecuados, que permiten mantener la estabilidad de las estructuras.

Sismicidad en el Estado de Puebla. El estado de Puebla se encuentra ubicado entre la Meseta Central y la Costa del Golfo de México como se muestra en la figura 12, cercano al cinturón circumpacífico.



Figura 12. Localización del estado de Puebla en la República Mexicana

El estado de Puebla ha presentado a través de los años una intensa actividad sísmica debida a su ubicación geográfica, y se puede ver influida por las placas que se encuentran a su alrededor. El 69% de la actividad sísmica estudiada en el estado de Puebla se localiza al sur de la latitud 18.5°N , principalmente en la sierra Mixteca Poblana, en los límites estatales con Guerrero y Oaxaca (ref. 21). Por lo tanto es importante estudiar todo tipo de sismos en esta zona del país, que es la de la costa occidental mexicana, ya que no solo ocasionan daños en esa región, sino que también tienen influencia en otras cercanas, principalmente en el centro del país.

La razón de esta fuerte actividad se debe a la compleja orografía que presenta el estado, con sus grandes elevaciones, plegamientos, depresiones, fracturas, etc., que manifiestan su continuo desarrollo por medio de una sismicidad importante de origen tectónico y volcánico relacionada con la presencia del eje neovolcánico como fuente de sismos someros.

La gran cantidad de sismos fuertes en el estado de Puebla originan importantes daños causados a las comunidades cercanas, alertando sobre la cuidadosa atención que se debe prestar a la instrumentación sísmica y al diseño sismo-resistente de sus estructuras. Entre los eventos que han sacudido a la ciudad de Puebla se puede citar los ocurridos el 28 de agosto de 1973 en Ciudad Serdán ($M=7.0$), el del 24 de octubre de 1980 en Huajuápan de León ($M=6.5$) y el del 15 de junio de 1999 cerca de Tehuacan ($M=6.7$) (ref.22). Es por ello que se debe poner gran interés en el comportamiento, no solo en las zonas urbanas, sino también en aquellas que se encuentran en desarrollo urbano, para las cuales el riesgo sísmico es cada vez mayor.

El mecanismo de generación y propagación de las ondas sísmicas hace que los movimientos con epicentro en la zona de subducción mexicana viajen cientos de kilómetros por diversos tipos de estratos, atenuándose o amplificándose. Cuando la energía liberada en el foco es grande, las ondas alcanzan a generar sacudidas en sitios lejanos. Tal es el caso del estado de Puebla, cuya distancia media a la costa de Guerrero es de 600 Km, y que se ha visto afectado por eventos sísmicos como el del 19 de Septiembre de 1985 ($M_s=8.1$) que causó daños desde leves hasta graves, reportándose intensidades de grado VII en la ciudad de Puebla.

Aunque la citada zona de subducción mexicana se ha situado sobre la línea costera occidental del país, el contacto entre la placa de Cocos y la Norteamericana llega hasta unos 60 Km debajo de la región sur del estado de Puebla; por lo que los sismos profundos localizados en la zona, son atribuibles aún a este fenómeno de subducción; de tal forma que cuando falla la resistencia de la roca en este sitio, se originan sismos con epicentro incluso dentro del estado.

Por lo tanto existe un peligro sísmico importante por la gran actividad sísmica que se presenta en la zona de subducción y el riesgo latente que significan las brechas sísmicas, por lo cual se instaló la Red Acelerográfica de la ciudad de Puebla (RACP). Considerando la cobertura que ha alcanzado dicha red y los estudios complementarios de los tipos de suelo con los que se cuenta, es posible estimar los espectros de respuesta, en los diferentes sitios donde se tiene instrumentado. Dados los resultados que se obtengan se podrán comparar con otros estudios para determinar los espectros de diseño de la ciudad de Puebla.

Objetivos

En la presente tesis se propone un método alternativo que utiliza la teoría de las Redes Neuronales Artificiales, para estimar Espectros de Respuesta tanto de sismos registrados como de futuros eventos.

Contenido

El capítulo I expone la ubicación de las estaciones de la Red Acelerográfica de la Ciudad de Puebla, así como sus características preponderantes concernientes al trabajo, al igual que la manera convencional del equipo de registro sísmico y los registros obtenidos en ellas. En el capítulo II se muestran los antecedentes y método de cálculo de los Espectros de Respuesta así como los parámetros requeridos en la determinación de los mismos. Para el capítulo III, utilizando conceptos de Redes Neuronales Artificiales, con arquitecturas de aprendizaje progresivo mediante un algoritmo de propagación rápida se propone un método alterno para estimar Espectros de Respuesta del movimiento sísmico. En el capítulo IV se muestran los resultados de entrenamiento y prueba de la Red Neuronal Artificial, se comparan los resultados con los Espectros de Respuesta reales y se concluye la efectividad del método para cuestiones de ingeniería. Finalmente, en el capítulo V se muestran las conclusiones.

CAPÍTULO I

RED ACELEROGRÁFICA EN LA CIUDAD DE PUEBLA

I. RED ACELEROGRÁFICA EN LA CIUDAD DE PUEBLA

Desde fines del siglo XIX y a principios del siglo XX, se establecieron estaciones sísmicas con diferentes tipos de aparatos con el objetivo de registrar la actividad sísmica en el mundo. En México, la instrumentación para el registro de temblores se remonta a la última década del siglo XIX, posteriormente en 1910 se funda el Servicio Sismológico Nacional (SSN) y de esta manera para 1960 se hace posible aplicar los datos generados dentro del campo de la ingeniería sísmica. Los sismos ocurridos en nuestro país a partir de 1957 hicieron evidente la falta de instrumentos para registrar eventos de gran magnitud. Seguido de lo anterior, la instrumentación sísmica se incrementó dado al interés que este tipo de eventos despertó en el ámbito de la ingeniería civil.

Los sismos pueden registrarse de diversas maneras; para ello se han inventado aparatos que generan registros de los movimientos del suelo y se han propuesto escalas de intensidad para comparar sus efectos destructivos o escalas de magnitud para estimar su tamaño. Para llevar acabo lo antes mencionado y estudiar los temblores se pueden usar distintos tipos de aparatos, que principalmente son los sismógrafos y acelerógrafos (ref. 23).

El sismógrafo es un aparato que registra la velocidad del movimiento del suelo causado por el paso de una onda sísmica. Estos fueron ideados a fines del siglo pasado, perfeccionados a principios del presente y actualmente han alcanzado un alto grado de desarrollo electrónico, pero el principio básico empleado no ha cambiado.

Para registrar el movimiento del suelo es necesario referirlo a un punto fijo en el espacio; si se quisiera referirlo a un punto anclado al mismo suelo sería imposible obtener un registro puesto que el punto también se movería junto con el suelo al que está anclado. Para salvar esta dificultad, se recurre al principio de inercia de los cuerpos, este principio dice que todos los cuerpos tienen una resistencia al movimiento o al variar su velocidad. El movimiento del suelo puede ser medido con respecto a la posición de una masa suspendida por un elemento que le permite permanecer en reposo por algunos instantes con respecto al suelo. El mecanismo consiste usualmente en una masa suspendida de un resorte atado a un soporte acoplado al suelo, cuando el

soporte se sacude al paso de las ondas sísmicas, la inercia de la masa hace que ésta permanezca un instante en el mismo sitio de reposo. Posteriormente cuando la masa sale del reposo, tiende a oscilar (figura I.1). Sin embargo, ya que esta oscilación posterior del péndulo no refleja el verdadero movimiento del suelo, es necesario amortiguarla. El amortiguamiento se logra por medio de una lámina sumergida en un líquido (comúnmente aceite). Este era el método utilizado en los aparatos antiguos, actualmente se logra por medio de bobinas o imanes que ejercen las fuerzas amortiguadoras de la oscilación libre de la masa. A la señal que se traza en papel durante el movimiento se conoce como sismograma.

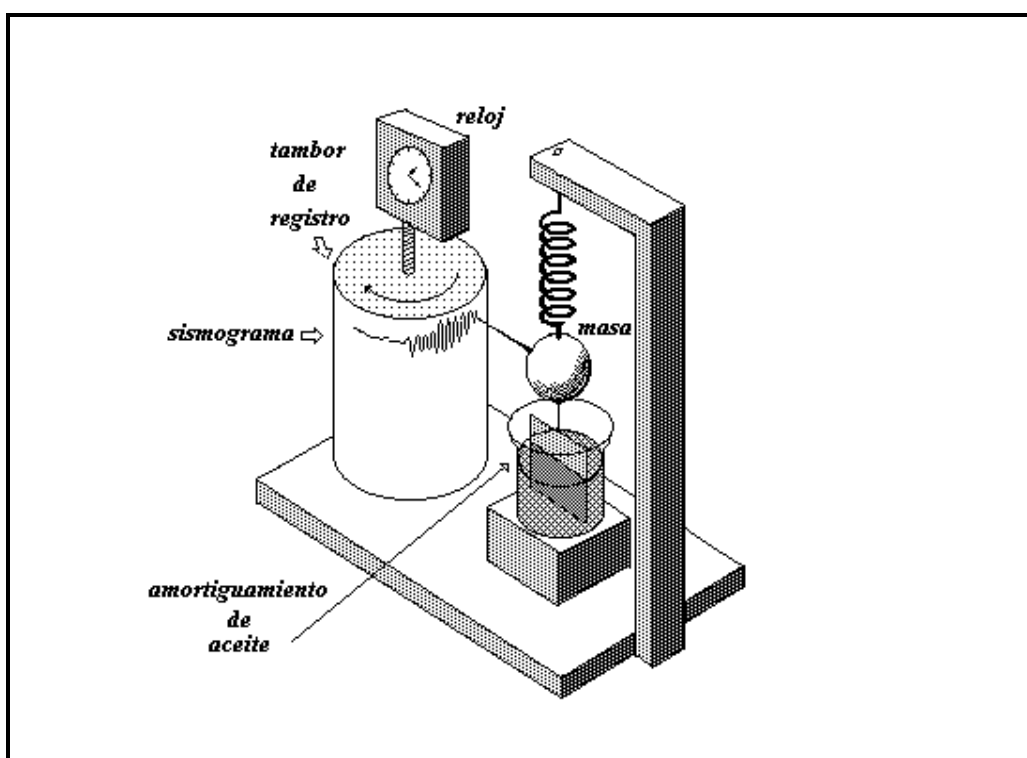


Figura I.1 Principio básico de operación y registro de un sismógrafo (ref. 24)

Como el movimiento del suelo tiene lugar en el espacio, los movimientos del suelo también tienen dos componentes horizontales y uno vertical. Para medir este movimiento se requiere de péndulos que oscilan como una puerta. Además del péndulo y el sistema de amortiguamiento los sismógrafos emplean un sistema de amplificación para producir registros que puedan ser analizados a simple vista. Antiguamente la amplificación se realizaba por medio de un sistema mecánico, en la actualidad la amplificación se realiza electrónicamente.

Los sismógrafos que se emplean actualmente, en general, tienen masas que pueden ser de unos gramos hasta 100 kg, mientras que los sismógrafos antiguos de amplificación mecánica solían tener grandes masas con el fin de obtener mayor inercia y poder vencer las fuerzas de razonamiento que se originan entre las partes móviles del sistema.

Otro tipo de instrumentos emparentados con los sismógrafos y que son muy utilizados en sismología e ingeniería son los acelerómetros, instrumentos con el mismo principio del sismómetro pero diseñados para responder a la aceleración del terreno más que a su velocidad o a su desplazamiento.

Los acelerógrafos (sismógrafo de precisión) son aparatos que miden y registran la aceleración del terreno durante temblores intensos. Además son capaces de registrar aceleraciones menores a 0.1% de la aceleración de la gravedad (G) y superiores al 100% de G. El parámetro más frecuentemente empleado para designar la intensidad de la sacudida sísmica o aceleración máxima del terreno se denomina gal ($1\text{gal} = 1\text{ cm/s}^2$)

Para fines ingenieriles los instrumentos sísmicos que generan mayor información son los acelerógrafos ya que de ellos se obtienen registros de los choques producidos por los temblores y los cálculos útiles de los valores de aceleraciones o desplazamientos se dibujan en relación con el tiempo. Su mecanismo consiste en péndulos simples amortiguados, dispuestos en tres ejes ortogonales que funcionan simultáneamente y con una relación masa/rigidez muy pequeña en el que se registran las tres componentes perpendiculares del movimiento.

I.1 Localización de las estaciones

Red Local en la Ciudad de Puebla. La Red de Acelerógrafos de la Ciudad de Puebla, es un proyecto conjunto entre el Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (II-UNAM) y la Facultad de Ingeniería Civil y Tecnológica de la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla (FI-BUAP), cuyo objetivo fundamental es la mitigación de los efectos sísmicos tanto en seres humanos como en estructuras.

Pese a que aún no se pensaba en la instrumentación sísmica local, en 1972 se instaló en las oficinas de la Comisión Federal de Electricidad de la ciudad de Puebla, la estación SXPU como parte del sistema sismotelemétrico SISMEEX, operándose un acelerómetro hasta marzo de 1984, fecha en que este equipo fue sustituido por un acelerógrafo digital autónomo y la estación pasó a formar parte de la red acelerográfica del II-UNAM después de los daños causados por los terremotos de septiembre de 1985 en esta comunidad, se inició el ambicioso proyecto de instalar una red acelerográfica, siendo la FI-BUAP quien instalara 3 acelerógrafos digitales sobre suelos con características diferentes, cuya ubicación se determinó atendiendo a la zonificación preliminar realizada en 1976 (ref.25). Uno de los equipos se encuentra en el sitio Ciudad Universitaria de la FI-BUAP (UAPP), en suelo de baja compresibilidad; otro en la zona histórica de la ciudad, en el jardín Paseo Nicolás Bravo (PBPP), sobre suelo de mediana compresibilidad; y el tercero en la Central de Abastos (CAPP), en donde se encontró suelo compresible. La Red de Acelerógrafos de la Ciudad de Puebla (RACP) inició así su operación formal en noviembre de 1987.

Para 1993 el II-UNAM y la FI-BUAP establecieron la operación conjunta de esta red, integrándose la estación Sismex Puebla (SXPU) a la RACP, de tal forma que la recolección de datos y el mantenimiento garantice la buena operación de los equipos y se realice de forma compartida, y en 1996 fueron instaladas tres estaciones más, una en el municipio de San Ramón Castillotla (SRPU), al sur de la ciudad, en donde se ha observado un acelerado crecimiento de edificios multifamiliares; la siguiente en el cerro volcánico de San Juan en la colonia la Paz (PZPU); y hacia el este se ubicó la séptima en la colonia Parque Habana (PHPU). La instalación más reciente se realizó en la zona basáltica de Barranca Honda (BHPP). Para 1999, después del sismo del 15 de junio del mismo año, se instaló una estación en la zona centro sobre la avenida Río San Francisco (RFPP). En el año 2000 se agregó la estación en el Hospital del IMSS "San Alejandro" (SAPP) que se encuentra sobre depósitos lacustre y en el año 2001 se añadió la estación Lomas del Mármol (LMPP), que se encuentra anclada en roca. De esta manera, a partir del 2001 la RACP quedó constituida por 11 estaciones de registro acelerográfico de tres componentes ortogonales cada una (ref. 26). En la tabla 2 se incluye información relevante relacionada con la localización y equipos instalados de las estaciones. Una visión general de la ubicación de las estaciones acelerográficas se presenta en la figura I.2.

Tabla 2. Estaciones de la Red Acelerográfica de la Ciudad de Puebla

ESTACIÓN	COORDENADAS GEOGRAFICAS		TIPO DE SUELO	EQUIPO	LOCALIZACIÓN
	LAT. N	LONG. W			
SXPU	19.040	98.215	Suelo	DCA 333R/207	Estacionamiento posterior del edificio de oficinas de C.F.E. calle 27 poniente, entre 15 y 17 sur, zona centro
UAPP	19.002	98.202	Arcilla	DCA 333/375	Ciudad Universitaria, BUAP, Facultad de Ingeniería Civil, zona sur
PBPP	19.046	98.208	Depósito de travertino	ETNA/1533	Paseo Nicolás Bravo, entre 11 sur y 3 poniente, zona centro
CAPP	19.089	98.188	Ceniza volcánica	DCA 333/115	Jardín central de la central de abastos, entronque autopista Puebla-Orizaba y carretera Tlaxcala-Santa Ana chiauempac, zona norte
PZPU	19.055	98.227	Roca	DCA 333R/100	Cerro de San Juan colonia La Paz, junto a la casa de la junta de colonos, entre el monumento a la bandera e iglesia, zona oeste
SRPU	18.965	98.260	Arcilla	DCA 333R/258	Municipio de San Ramón Castillotla, 3a sección, entre Anturios y Camelias; área deportiva, zona suroeste
PHPU	19.040	98.167	Ceniza volcánica	ETNA/1532	Parque Habana, entre 38 norte y Panamá, y 14 y 16 Oriente, zona oriente
BHPP	19.109	98.227	Roca basáltica	GSR-12/326	Barranca Honda Antigua zona de minas, entre El Paraíso y San José la Cañada, zona noroeste
SAPP	19.060	98.210	Depósito lacustres	IDS-3602/373	San Alejandro Hospital del IMSS "San Alejandro", zona centro
RFPP	19.050	98.190	Estructura	GSR-12/328	Río San Francisco avenida Río San Francisco, zona centro
LMPP	19.001	98.182	Roca	ETNA/1329	Lomas del mármol Fraccionamiento Lomas del Mármol, zona sur

Ubicación de las estaciones en la Ciudad de Puebla. La distribución de las estaciones de la RACP se determinó bajo la consideración de los siguientes criterios.

- Alcanzar una cobertura general de la zona urbana de alto riesgo sísmico en la Ciudad, de acuerdo a la microzonificación preliminar.

- Determinar la respuesta sísmica en cada uno de los sitios con condiciones diferentes del subsuelo.
- Contar con una referencia en roca, para lograr establecer los efectos de amplificación de la señal sísmica a lo largo de la ciudad.

Los objetivos específicos con los que fue creada la Red Acelerográfica de la Ciudad de Puebla son los siguientes:

- Obtener registros de la respuesta local de suelo, ante eventos sísmicos de mediana y gran intensidad, con el fin de relacionarla con las características del movimiento sísmico.
- Determinar los efectos de sitio inherentes a las características locales del terreno.
- Recabar información para aportarse a trabajos futuros de zonificación sísmica de la ciudad.

Dado que los trabajos preventivos y correctivos de conservación de los equipos y estaciones fueron planeados para operar por tiempo indefinido, en la selección de los sitios se han buscado, después del tipo de suelo, localidades apropiadas que brinden seguridad a la instalación. Lugares relativamente aislados y que ofrezcan libre acceso para la recolección de datos. También, debe procurarse la mejor protección contra la intemperie y el fácil acceso a la acometida de corriente eléctrica. Por lo anterior se han preferido áreas dentro de algún parque, escuela u oficina que brinden las ventajas antes descritas. En las figuras I.3 a I.13 se presenta la localización de cada estación.

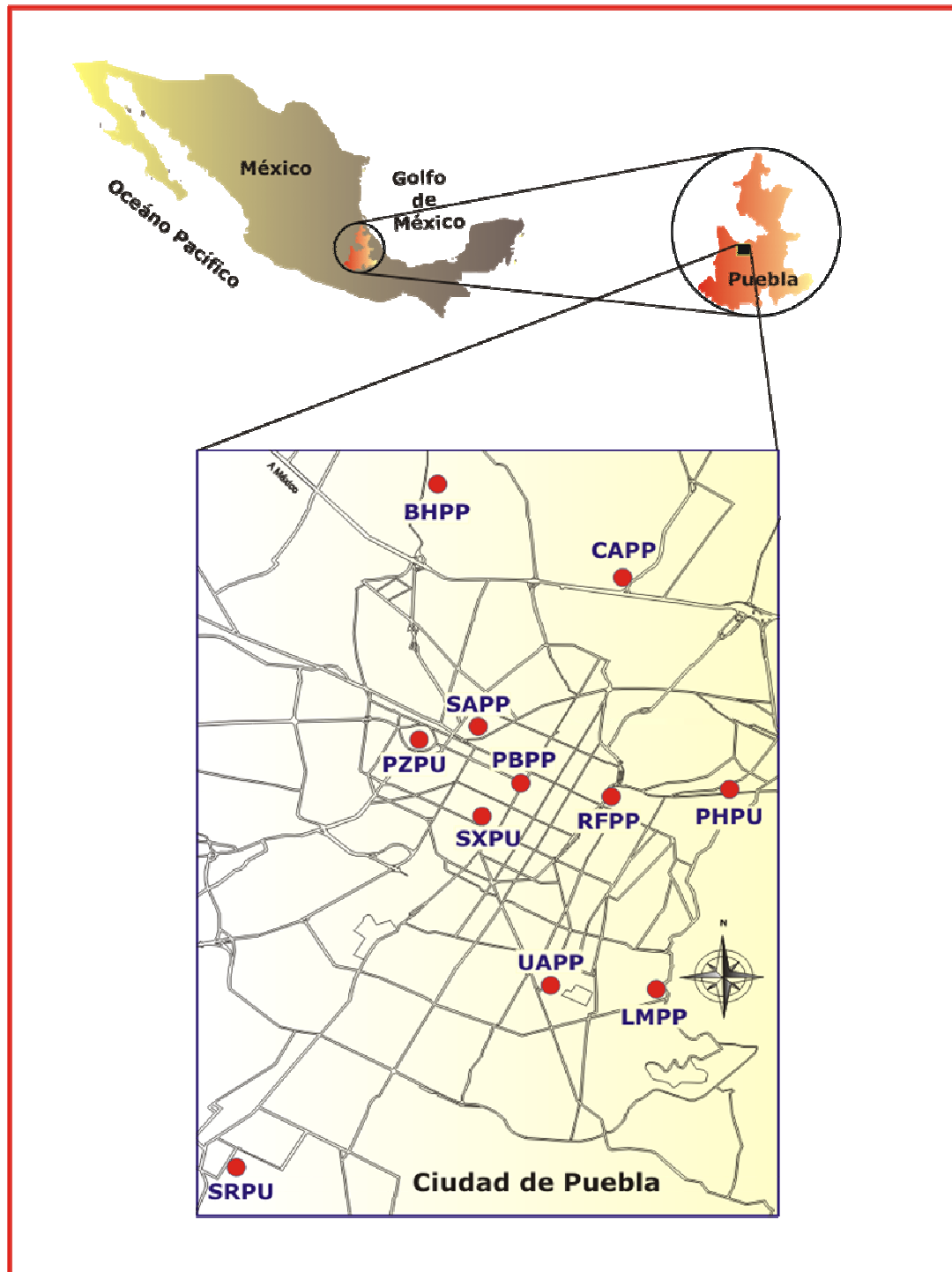


Figura I.2 Ubicación de las estaciones acelerográficas de la RACP

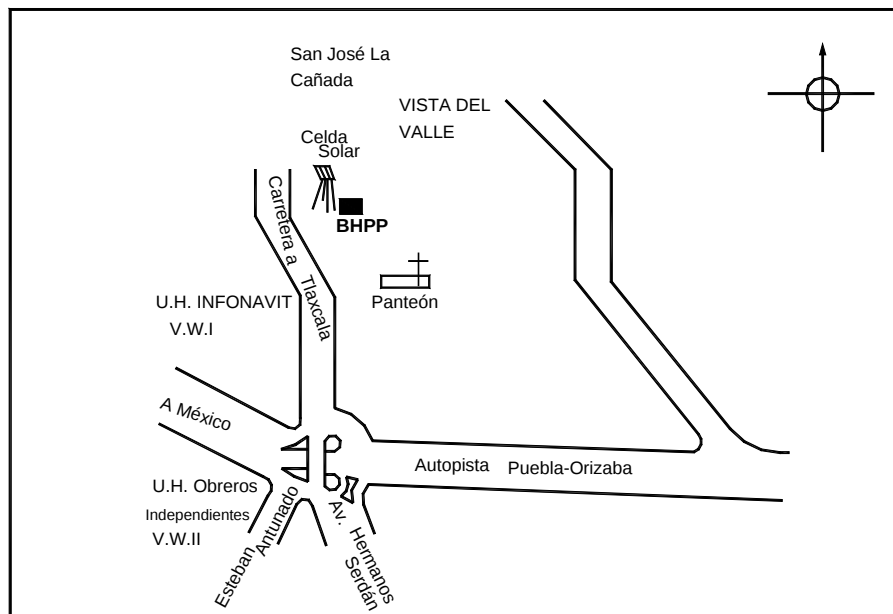


Figura I.3 Estación Barranca Honda (BHPP)

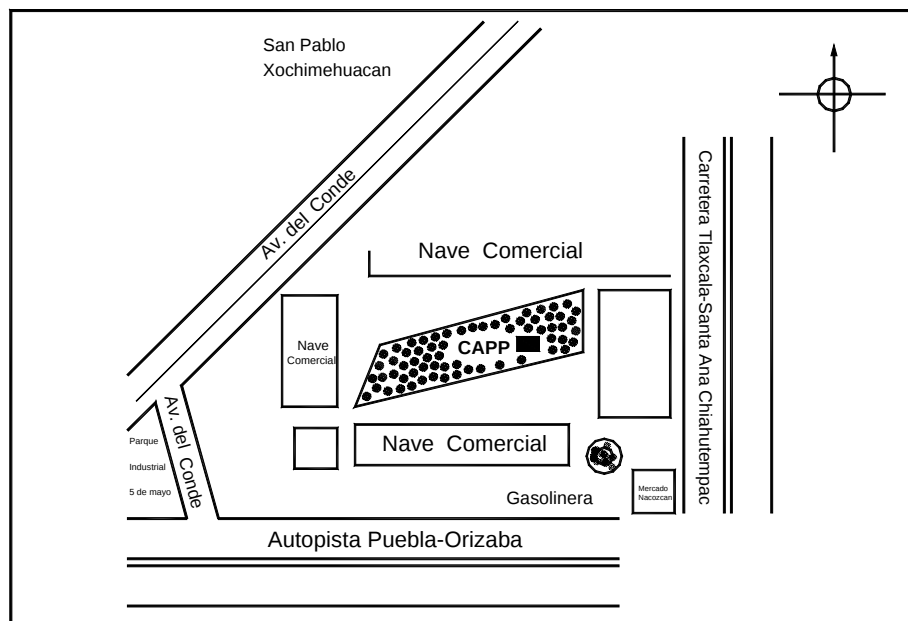


Figura I.4 Estación Central de Abastos (CAPP)

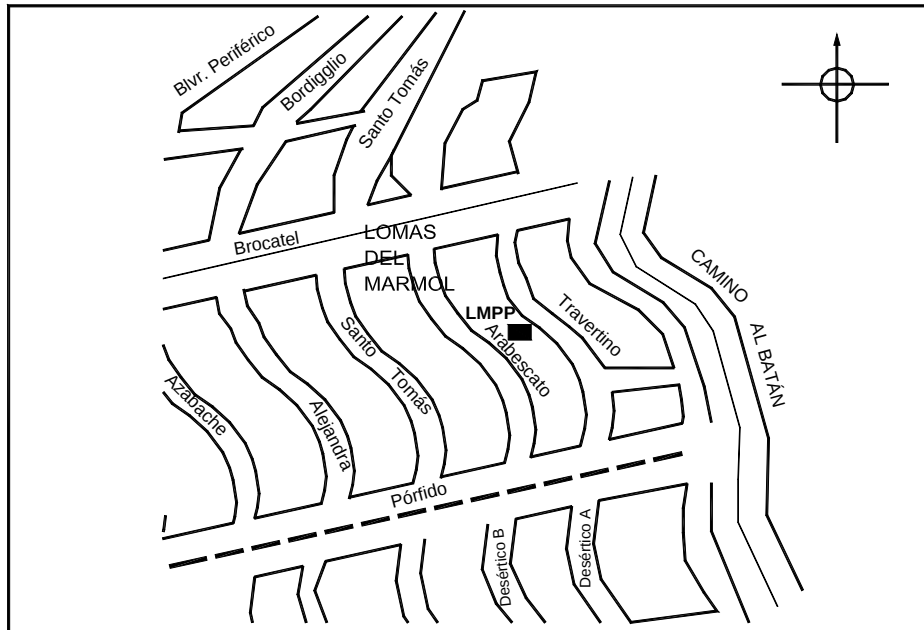


Figura I.5 Estación Lomas del Mármol (LMPP)

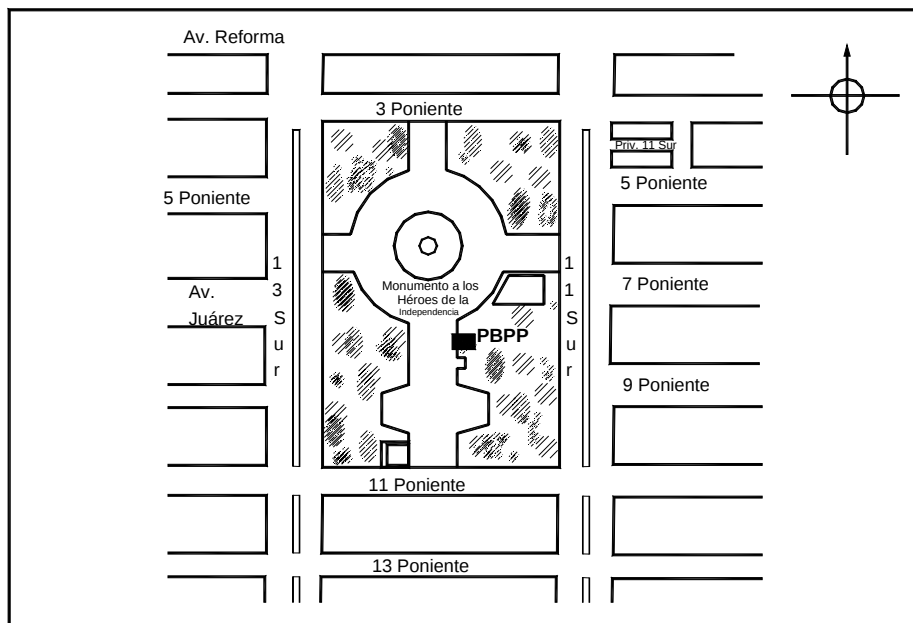


Figura I.6 Estación Paseo Bravo (PBPP)

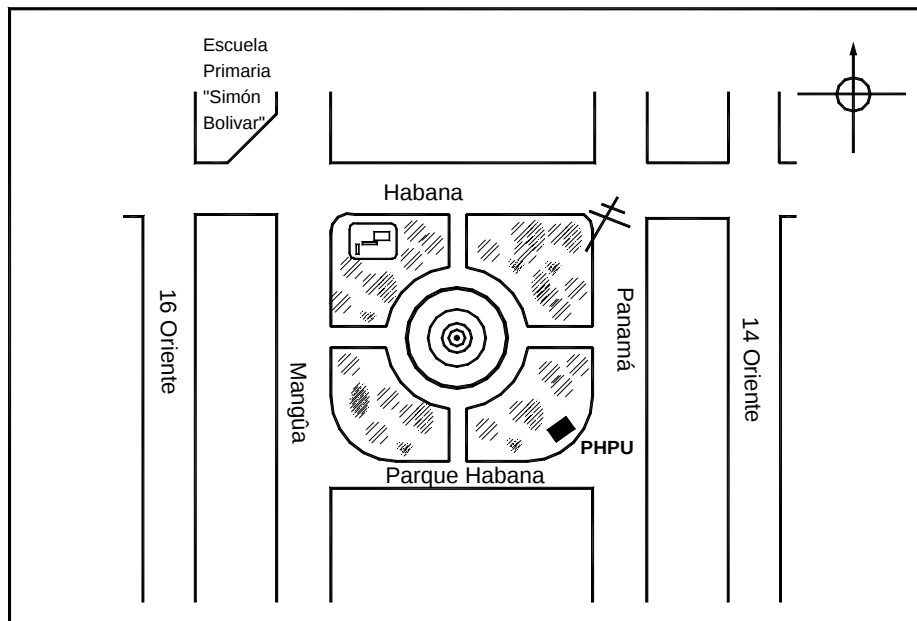


Figura I.7 Estación Parque Habana (PHPU)

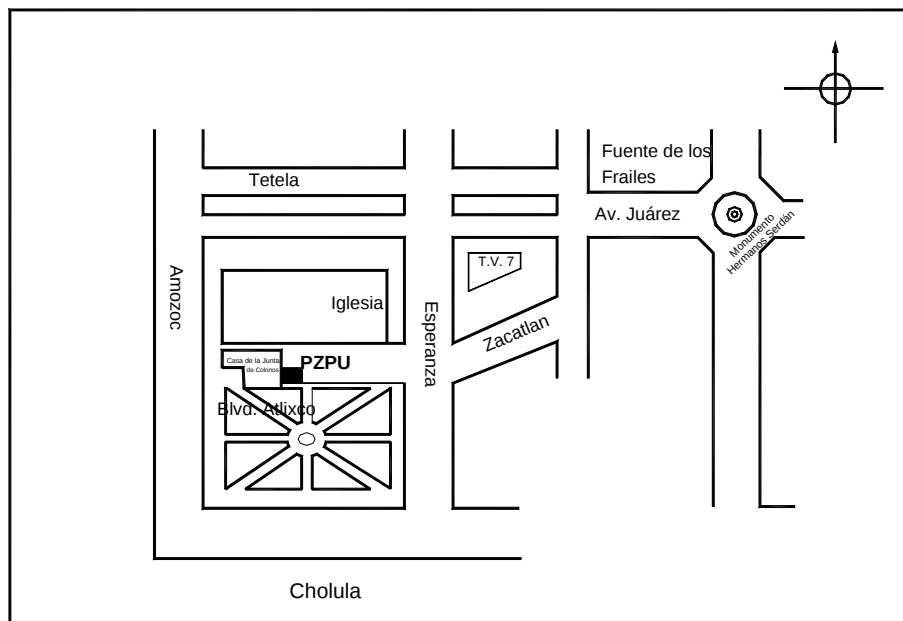


Figura I.8 Estación la Paz (PZPU)

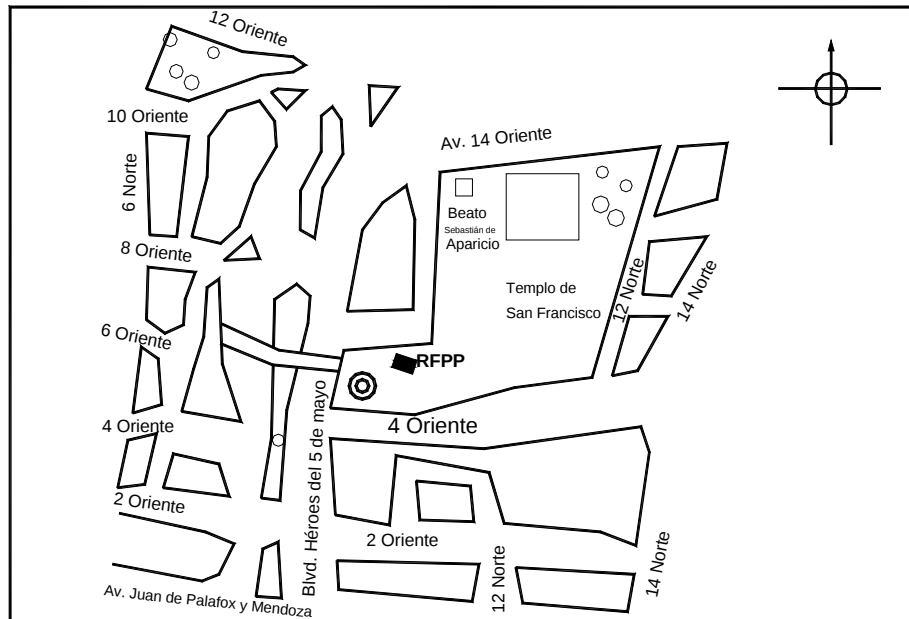


Figura I.9 Estación Río San Francisco (RFPP)

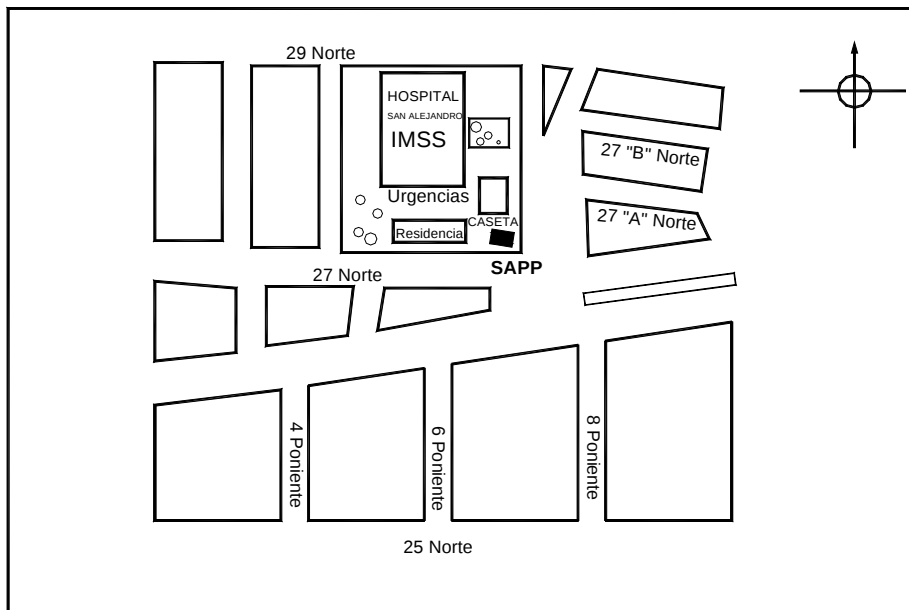


Figura I.10 Estación San Alejandro (SAPP)

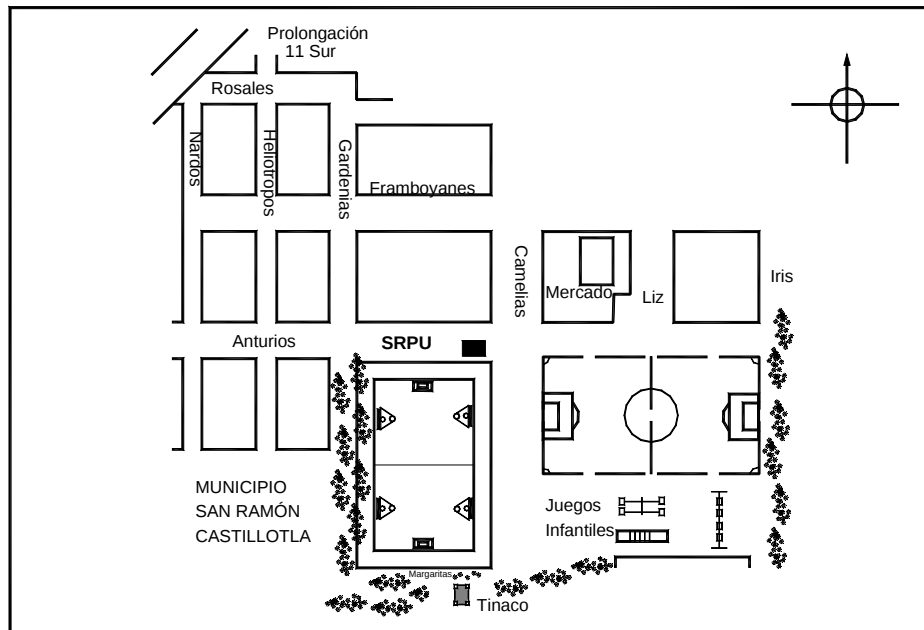


Figura I.11 Estación San Ramón (SRPU)

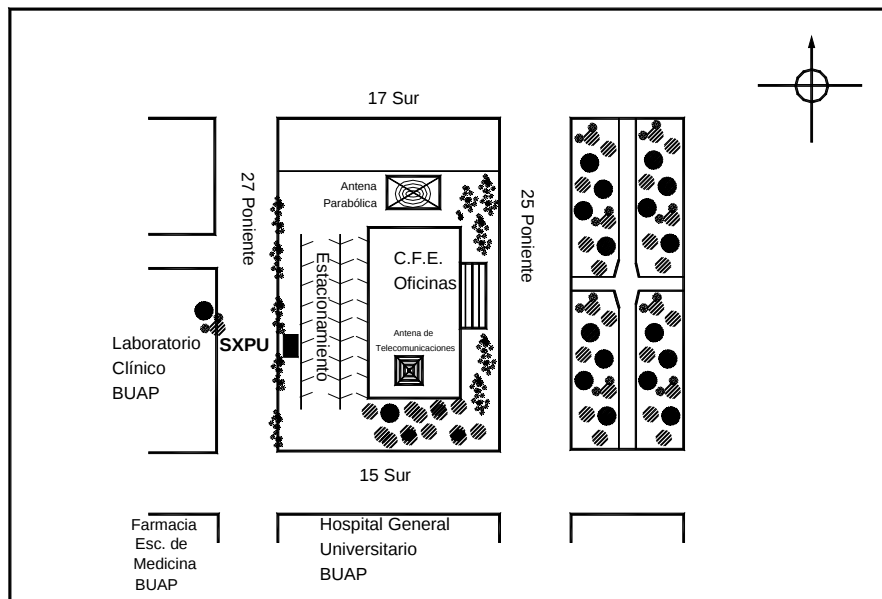


Figura I.12 Estación Sismex (SXPU)

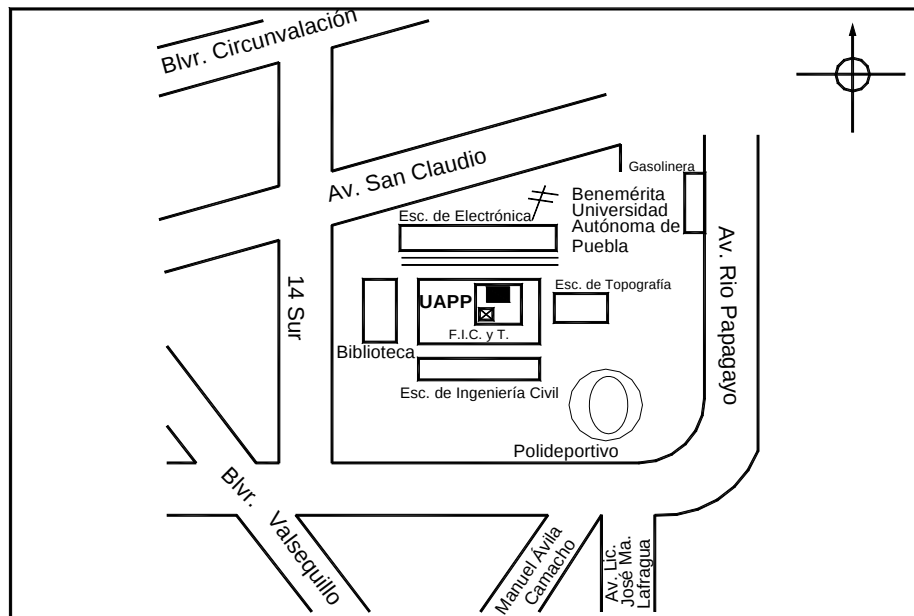


Figura I.13 Estación Universidad Autónoma de Puebla (UAPP)

I.2 Equipo de registro sísmico

Un acelerógrafo se puede dividir en dos partes principales, los sensores y el registrador, los primeros están constituidos por acelerómetros cuyo número y arreglo dependerán de la aplicación en particular, siendo la disposición “triaxial” la más empleada, es decir tres acelerómetros en posición mutuamente ortogonal.

El registrador a su vez se divide en tres partes, la primera de conversión análogo-digital, una segunda de control y finalmente una de almacenamiento. Su operación consiste en convertir continuamente las señales analógicas de los sensores a muestras digitales, las cuales son comparadas en la unidad de control y mediante un algoritmo especial de activación se verifica cada una de ellas, si se satisface un umbral de disparo programado, se inicia el almacenamiento hasta que se deja de cumplir la condición dada.

Los acelerógrafos cuentan con un dispositivo llamado umbral de disparo que permite activar el equipo cuando el movimiento excede los límites preestablecidos. En aparatos digitales modernos la señal de salida es continuamente evaluada, si los datos están debajo de un cierto nivel son desechados después de unos cuantos segundos. Al

excederse el nivel de disparo se suspende la eliminación de datos precedentes con lo que el aparato retiene la información al momento que ocurre el “disparo” y tantos segundos como capacidad de “memoria” tenga el acelerógrafo, grabando un pre-evento, evento y pos-evento que dura unos segundos después de acabado el movimiento. La información es registrada ya sea en cinta magnética, memoria RAM, de estado sólido o en dispositivos tipo “Flash”, que facilita el rápido procesamiento de datos con la ayuda de una computadora y un programa específico.

Cada aparato posee un sistema de control de tiempo real que, correctamente ajustado, permite conocer la fecha y hora de ocurrencia del evento, lo que facilita la identificación de los registros obtenidos. El conocimiento de estos datos es útil para determinar el tiempo de arribo de la onda sísmica desde el foco hasta el lugar de la estación.

Cabe mencionar que los acelerógrafos operan con cargadores (fuentes de alimentación) o celdas solares y baterías, que a su vez se recargan a través de un cargador de corriente alterna o de una celda solar.

Debido a que los acelerógrafos son fabricados en número reducido, por sólo unas cuantas compañías, no existe uno ideal para todos los casos; en general se busca que funcione continuamente y registre los eventos cuando ocurran, para esto se toma en cuenta su fácil manejo, el margen de grabación de pre-evento, evento y post-evento; así como la compatibilidad de las señales con las herramientas de computación disponibles para su proceso. Los instrumentos seleccionados, dadas sus características tanto técnicas como económicas, al inicio de operación de la RACP fueron de marca Terra Technology modelo digital DCA-333 y posteriormente se integraron los modelos ETNA de Kinematics. El DCA-333 censa continuamente a razón de 100 muestras por segundo por canal; amplifica, filtra y convierte las señales generadas en forma de palabras de 12 *bits*, en el almacenamiento incluye el tiempo de reloj interno, el número serial del instrumento y el número progresivo de registro, grabándolos en un cassette de cinta magnética. El ajuste del nivel de activación es único, esto es, el mismo para las tres direcciones de registro. Este equipo lo complementa una unidad reproductora y graficadora SMR-104 de la misma marca. Con esta unidad pueden obtenerse de manera inmediata las gráficas correspondientes a señales grabadas.

El acelerógrafo ETNA puede registrar 100, 200 ó 250 muestras por segundo por canal; amplifica, filtra y convierte las señales generadas a palabras de 18 *bits*, grabando la información en una tarjeta de almacenamiento *Flash Card* intercambiable con capacidad máxima de registro de 20 minutos, además el nivel de disparo puede ajustarse con valores diferentes en los tres canales.

La RACP cuenta con instrumentos seleccionados que toman en cuenta tanto factores técnicos como económicos, son de marca “Terra Technology”, modelos digitales DCA-333, IDS-3602, GSR-12 y de marca kinematics, modelo ETNA. En la tabla 3 se describen los parámetros de operación de los equipos acelerográficos de la RACP.

Tabla 3. Especificaciones generales de los acelerógrafos

CARACTERÍSTICAS	EQUIPO			
	DCA-333	IDS-3602	GSR-12	ETNA
Fabricante	Terra Technology	Terra Technology	Terra Technology	Kinematics
Tipo	Digital	Digital	Digital	Digital
Medio de registro	Casete digital o Ramdeck	Tarjeta “flash” PCMCIA o RAM	RAM	Tarjeta “flash” PCMCIA
Transductores (3)	Internos por balance de fuerzas	Internos por balance de fuerzas	Internos por balance de fuerzas	Internos por balance de fuerzas
Rango [g]	0.25-1	1-2	1	1-2
Frecuencia natural [Hz]	30	50	50	50
Amortiguamiento	0.7	0.7	0.7	0.7
Tiempo de registro [min]	14	20-90	35	40
Tasa de muestreo [Muestras/seg]	100	250	200 ó 400	100, 200 ó 250
Longitud de palabra [bits]	12	16	12	18
Rango dinámico [dB]	72	96	72	108
Reloj	Interno	Interno	Interno	Interno
Alimentación [volts CD]	+12	+12	+12	+12

Los acelerogramas se obtienen con base en los registros sísmicos de los instrumentos antes mencionados, que contienen información muy valiosa que servirá para entender de una mejor manera como se comportan los suelos durante los terremotos.

I.3 Registros obtenidos

Una vez determinado el sitio a instrumentar, se realizan pruebas de ruido sísmico para detectar probables fuentes de perturbación que originen disparos en falso de los

acelerógrafos, los cuales pueden saturar su capacidad de almacenamiento e introducir alteraciones relevantes en los registros de aceleración. Para ello se coloca libremente un equipo acelerográfico en el sitio previamente seleccionado y se opera a diferentes niveles de activación. Los registros obtenidos se analizan y si las perturbaciones locales son excesivas (por ejemplo mayor a 4 gal) el lugar es descartado, en caso contrario es aceptado.

Los datos de aceleración correspondientes a un registro son almacenados en cintas magnéticas (cassetes), memoria RAM, de estado sólido o en dispositivos tipo “Flash”. Estos medios de almacenamiento son recolectados en visitas de campo, o bien, por medio de interrogación remota, ya sea, por telefonía celular, ethernet ó vía satelital. Se debe de corroborar que los eventos que han sido registrados se encuentren asociados con algún sismo confirmado por el Servicio Sismológico Nacional (SSN), pues no todos los disparos de los acelerógrafos se deben a movimientos sísmico, ya que los niveles de activación pueden ser alcanzados por vibraciones producidas por otras fuentes, tales como tránsito de camiones pesados en las calles cercanas a la estación, golpes fortuitos, etc. El contenido de las cintas o memorias se reporta en hojas de lectura, como archivos nativos, el cual se encuentra en lenguaje binario. Mediante el uso de programas se transforma a formato ASA (ASCII Standar de Aceleración) para los tres canales de registro.

El archivo ASA consiste en 8 bloques de datos: encabezado, archivo estándar de aceleración, datos de la estación, datos del acelerografo, datos del sismo, datos del registro, comentarios y datos de aceleración. La figura I.14 es un ejemplo de un acelerograma generado a partir de un archivo en formato ASA.

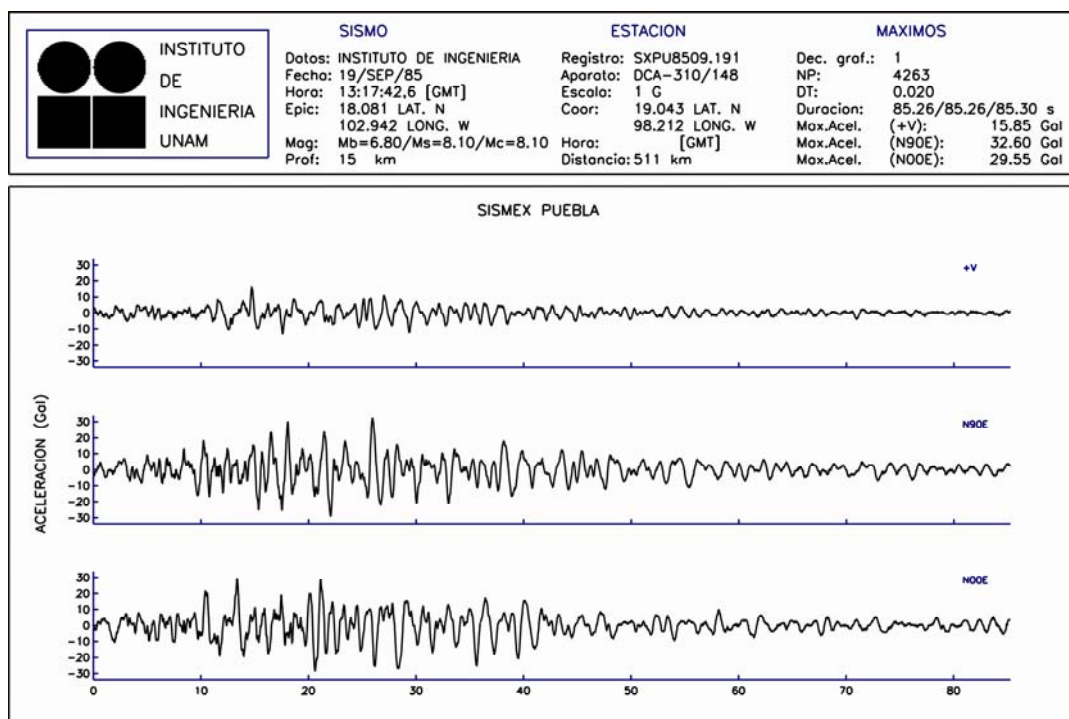


Figura I.14 Acelerograma generado de un archivo ASA (ref.27)

La interpretación adecuada de los registros de aceleración permite obtener información adicional sobre el sismo, como contenido de frecuencias o periodo de las ondas dominantes, duración de la fase intensa de movimiento sísmico, relación entre aceleraciones verticales y horizontales. También la presencia de pulsos importantes, con gran amplitud y periodo largo, indican alto contenido de energía normalmente asociado a daño severo en las construcciones. Además, los registros de aceleración permiten determinar, por procedimientos analíticos (siguiendo un proceso de integración numérica), la velocidad y el desplazamiento del lugar del registro, lo cual proporciona información adicional sobre las características de los sismos. Debe destacarse que la mayor aplicación de los registros de aceleración en la ingeniería sismorresistente es que a partir de ellos pueden derivarse los espectros de respuesta elástica e inelástica y los espectros de diseño, en los cuales se basan los códigos para determinar las acciones sísmicas.

En general se considera que las velocidades y desplazamientos horizontales son grandes si las aceleraciones durante el terremoto también lo son. Por lo tanto se observa que las aceleraciones horizontales son considerablemente más fuertes que las

verticales. Los desplazamientos verticales son muy pequeños en comparación con los horizontales.

Con el objeto de comparar fácilmente los resultados obtenidos, los canales de los acelerógrafos han sido orientados en tres direcciones ortogonales: vertical, este-oeste y norte-sur.

Las estaciones sísmicas que integran la RACP, han producido una gran cantidad de registros de aceleración, los cuales fueron generados por sismos ocurridos en las regiones que influyen en el estado de Puebla y cuya intensidad ha sido suficiente para alcanzar los niveles de activación predeterminados en al menos una de las estaciones.

En la tabla 4 se presentan los registros obtenidos desde el 29 de Noviembre de 1978 hasta el 13 de Abril del 2007 en las once estaciones de la RACP. La primer columna contiene el número progresivo de sismos, en la segunda columna se indica la fecha del sismo en el orden año, mes, día y evento del día, en la tercer columna se reporta la magnitud del sismo, en seguida las coordenadas epicentrales, la profundidad del foco; posteriormente se reporta la clave de la estación que registro el sismo, la distancia epicentral y finalmente la aceleración máxima registrada.

Tabla 4. Registros obtenidos en la RACP

No.	Sismo	M	Coordenadas		Prof. (km)	Estación de registro	Distancia epicentral (Km)	Acel. Máx. (cm/s ²)
			Lat. N	Long. W				
1	19781129.1	7.8	16.00	96.69	19	SXPU	373.55	20.11
2	19781129.2	5.3	15.74	96.83	33	SXPU	393.95	2.30
3	19781129.3	4.5	15.74	96.18	33	SXPU	424.56	3.88
4	19790314.1	7.4	17.49	101.26	28	SXPU	365.28	14.76
5	19801024.1	7.1	18.03	98.29	70	SXPU	112.42	81.55
6	19811025.1	7.3	17.88	102.15	14	SXPU	435.42	9.57
7	19840702.1	6.1	15.84	99.03	33	SXPU	364.86	7.63
8	19850211.1	5.2	16.24	95.10	74	SXPU	453.09	10.14
9	19850919.1	8.1	18.08	102.94	15	SXPU	510.54	32.60
10	19850921.1	7.6	18.02	101.48	15	SXPU	363.02	24.63
11	19890425.1	6.9	16.50	99.50	15	CAPP,PBPP,UAPP	318.64,313.37,308.94	15.09,8.94,12.04
12	19950914.1	7.3	16.31	98.88	22	CAPP,PBPP,PZPU,SRPU,SXPU,UAPP	316.36,311.36,311.67,301.16,311.36,306.49	21.98,22.24,28.28,13.76,24.49,15.30
13	19950916.1	4.9	16.46	88.49	20	PBPP	1069.76	0.63
14	19951009.1	8	18.74	104.67	5	PBPP,SRPU,SXPU	681.55,675.99,680.89	3.29,3.03,2.99
15	19951009.2	7.5	18.74	104.67	5	SXPU	680.89	2.33
16	19951012.1	6.1	19.04	103.70	11	PBPP	577.99	1.01
17	19951021.1	7.2	16.92	93.62	98	CAPP,PBPP,PZPU,SXPU,UAPP	540.23,540.072,542.19,540.27,537.31	2.77,0.86,4.21,4.96,3.05
18	19951021.2	6.5	16.92	93.62	98	PBPP	540.07	3.31
19	19951030.1	5.6	16.35	98.51	27	CAPP,PBPP,PZPU,SXPU,UAPP	305.23,300.19,300.95,299.26,295.32	2.20,1.97,3.43,5.14,1.36
20	19960225.1	7.1	16.13	98.27	8	PBPP,SRPU,SXPU,UAPP	323.00,351.43,322.02,317.94	2.78,3.36,6.35,2.70
21	19960225.2	5.2	15.79	98.28	5	PBPP,SXPU,UAPP	360.54,359.66,355.58	0.71,4.16,2.23
22	19960225.3	4.8	15.42	98.16	13	PBPP,UAPP	401.44,396.45	1.01,1.25
23	19960225.4	5.4	15.44	98.07	8	PBPP	399.46	1.12
24	19960225.5	5.2	15.79	98.28	5	PBPP,SRPU	360.54,351.43	2.54,3.36
25	19960225.6	5	15.60	97.89	0	PBPP	383.00	0.99
26	19960225.7	4.5	16.08	97.68	33	PBPP	331.14	1.13
27	19960226.1	5.7	15.77	98.13	19	PBPP	363.00	0.60
28	19960313.1	5.3	16.49	99.19	35	PBPP	302.00	0.90
29	19960319.1	6	15.48	97.55	31	PBPP	401.00	1.00
30	19960327.1	5.4	16.24	98.25	10	PZPU,SRPU,UAPP	311.63,301.63,305.73	2.81,3.34,1.79
31	19960715.1	6.6	17.48	101.14	16	CAPP,PBPP,PHPU,SRPU,SXPU,UAPP	359.35,355.358.77,346.17,354.87,353.40	3.86,3.87,4.47,3.82,7.84,3.16
32	19960715.2	6.5	17.40	101.10	20	PBPP	355.98	1.07
33	19960718.1	4.8	17.52	101.30	6	PBPP	368.00	0.92
34	19960906.1	4	19.10	98.36	10	PBPP,BHPP	17,14.054	0.72,3.33
35	19970111.1	7.3	18.09	102.86	17	CAPP,PBPP,PZPU,SRPU,SXPU,UAPP	505.30,502.500.57,495.28,501.45,502	5.73,5.53,7.25,6.22,5.92,7.10
36	19970121.1	5.6	16.24	98.29	5	PBPP,SRPU,SXPU,UAPP	311.00,301.64,310.00,305.83	2.28,2.35,2.39,1.97

Tabla 4. (continuación)

No.	Sismo	M	Coordenadas		Prof. (km)	Estación de registro	Distancia epicentral (Km)	Acel. Máx. (cm/s ²)
			Lat. N	Long. W				
37	19970403.1	4.7	17.98	98.38	49	BHPP,CAPP, PBPP,UAPP	126.08,124.58, 119.00,114.66	1.72,2.56, 2.4,3.37
38	19970508.1	5.1	17.26	100.38	14	PBPP	303.00	0.74
39	19970522.1	5.9	18.43	101.79	61	PBPP,UAPP	384.00,383.65	1.38,1.57
40	19970719.1	6.3	16.00	98.23	9	PBPP,UAPP	337.00,332.26	1.56,1.44
41	19970722.1	5.1	15.02	98.42	5	PBPP	446.00	0.64
42	19970915.1	5.2	15.55	98.75	23	PBPP	391.00	0.64
43	19971216.1	5.9	15.86	99.16	10	PBPP,UAPP	367.00,362.31	1.86,1.63
44	19971222.1	5.6	17.25	100.90	10	PBPP	347.00	1.10
45	19980110.1	6.3	14.29	91.82	80	PBPP	861.00	1.58
46	19980203.1	6.4	15.69	96.37	33	BHPP,CAPP,PBPP, PHPU,PZPU,SRPU, SXPU,UAPP	418.47,414.78,419.81, 409.27,421.54,405.99, 419.34,406.70	2.14,3.05,3.53, 5.63,4.74,4.10, 4.85,3.72
47	19980303.1	5	15.71	96.47	12	PBPP	413.00	0.64
48	19980305.1	5.3	16.05	98.43	5	PBPP	333.00	1.21
49	19980420.1	5.9	18.37	101.21	66	PBPP,SRPU,SXPU	325.26,318.14,324.45	1.80,2.67,1.75
50	19980516.1	5.1	17.25	101.35	14	PBPP	387.00	0.66
51	19980607.1	6.2	15.82	94.07	16	PBPP,SXPU,UAPP	567.00,566.45,562.84	1.5,1.74,1.25
52	19980620.1	4.8	16.96	95.21	115	PBPP	393.00	0.72
53	19980711.1	4.9	17.25	101.54	5	PBPP	405.00	1.14
54	19980712.1	5.1	16.83	100.44	4	PBPP	341.00	0.91
55	19980717.1	4.6	16.98	100.16	27	PBPP	308.00	0.88
56	19990615.1	7	18.18	97.51	69	BHPP,CAPP,PBPP, PHPU,SRPU,UAPP	128.49,124.39,121.05, 119.06,118.85,117.70	58.81,103.15,123.22 ,279,216.76,108.83
57	19990620.1	4	19.31	98.48	3	BHPP,PBPP	34.65,41	3,0.93
58	19990621.1	6.2	17.99	101.72	54	PBPP,SRPU	388.73,384.10	2.59,3.20
59	19990712.1	4.8	15.92	98.63	17	PBPP	348.95	0.66
60	19990930.1	7.5	15.95	97.03	16	BHPP,CAPP,PBPP, PZPU,SXPU,UAPP	372.05,374.68,364.92, 366.48,364.32,365.86	10.75,12.94,17.47, 9.24,22.64,15.94
61	19991214.1	4.8	17.96	98.54	36	PBPP,SRPU	125.45,115.14	1.58,3.66
62	19991229.1	5.9	18.10	101.68	20	PBPP	381.07	0.89
63	20000312.1	5.9	14.59	92.97	35	PBPP	745.07	1.14
64	20000318.1	4.8	17.08	99.31	31	PBPP	246.94	0.77
65	200007.211	5.9	18.09	98.97	47	BHPP,CAPP,PZPU, SRPU,SXPU	137.42,138.07,132.56, 122.51,131.86	5.92,9.05,11.58, 14.40,11.82
66	200008.091	7	17.99	102.66	16	PBPP	484.31	2.56
67	200012.011	5.4	17.94	102.58	14	PBPP	477.57	0.55
68	20011008.1	6.1	17.01	100.10	16	BHPP	305.46	2.38
69	20010113.1	7.6	13.15	89.94	10	PBPP	1099.29	1.34
70	20010126.1	5	16.01	97.96	20	PBPP	337.16	1.27
71	20020607.1	5.6	15.92	96.96	8	PBPP	370.64	1.07
72	20020619.1	5.5	16.21	98.08	10	PBPP	314.28	1.01
73	20020925.1	5.3	16.85	100.13	10	PBPP	317.084	0.71
74	20020927.1	4.9	17.16	100.59	36	PBPP,PHPU	327.31,330.44	0.98,1.22

Tabla 4. (continuación)

No.	Sismo	M	Coordenadas		Prof. (km)	Estación de registro	Distancia epicentral (Km)	Acel. Máx. (cm/s ²)
			Lat. N	Long. W				
75	20021106.1	4.6	15.61	99.46	20	PBPP	402.95	0.5
76	20021108.1	5.2	16.27	98.17	10	PBPP	307.37	0.75
77	20031119.1	4.9	17.83	99.49	48	PBPP	190.92	0.79
78	20040101.1	6.3	17.39	101.37	10	PBPP,UAPP	381.33,379.67	2.59,1.99
79	20040101.2	5.8	16.97	101.84	10	PBPP	447.98	1.28
80	20040113.1	5.1	16.01	97.30	3	PBPP,PHPU	349.71,368.35	0.63,1.94
81	20040113.2	5.5	15.90	97.03	16	PBPP	370.12	1.53
82	20040614.1	5.8	16.03	97.84	10	PBPP,PHPU, LMPP,SRPU	336.20,335.38, 330.87,327.88	3.9,5.10, 1.11,7.27
83	20040807.1	5.3	17.10	95.48	106	PBPP	360.43	1.24
84	20040818.1	5.7	16.33	95.14	66	PBPP,PHPU,SRPU	443.22,439.80,441.20	1.72,4.11,5.51
85	20041115.1	5.1	15.98	98.72	25	PBPP	343.74	1.16
86	20041206.1	4.7	16.00	98.56	10	PBPP	339.28	0.55
87	20041210.1	5.1	15.14	97.33	16	PBPP	442.39	0.61
88	20050814.1	5.8	15.94	97.93	9	PBPP,PHPU	345.14,344.46	2.15,3.20
89	20050924.1	4.7	17.88	97.03	104	PBPP,PHPU	179.42,176.20	1.4,1.75
90	20060220.1	5	18.16	100.75	41	LMPP	286.60	0.80
91	20070413.1	6.3	17.09	100.44	41	PHPU	323.46	4.64

Durante el periodo de 1978 a 2007 el número de acelerogramas generados en la RACP es de 166, los cuales han sido producto de 91 sismos cuyas magnitudes van de 3.3 a 8.1. La aceleración máxima registrada en la historia de la red ha sido de 279 cm/s² en la dirección norte-sur de la estación PHPU durante el sismo del 15 de junio de 1999 (M=7.0).

La estación PBPP cuenta con 75 registros sísmicos para cada dirección, SXPU con 25, UAPP con 20, SRPU con 15, CAPP con 11, PZPU con 8, PHPU con 10, BHPU con 7 y LMPP con 2.

CAPÍTULO II

ESPECTRO DE RESPUESTA

II. ESPECTRO DE RESPUESTA

II.1 Antecedentes

Las técnicas empleadas para obtener los parámetros estimados del movimiento, y en particular los Espectros de Respuesta, han ido evolucionando a medida que ha aumentado el número de registros instrumentales, permitiendo estimaciones más precisas de la peligrosidad y un mayor conocimiento de las características del movimiento fuerte del suelo.

Tras la instalación de acelerógrafos y el aumento de registros instrumentales en todo el mundo, se han desarrollado métodos que tratan de deducir las incertidumbres del problema y de obtener, como resultado más representativo de la peligrosidad de un sismo, su espectro específico de respuesta, integrando todos los factores determinantes del movimiento esperado. Estas técnicas se fundamentan esencialmente en el análisis de acelerogramas, que son los registros de movimiento fuerte del suelo que contienen toda la información que lo caracteriza y permiten además, un cálculo directo de los espectros a introducir en el diseño de las estructuras.

Las técnicas de modelización teórica requieren la existencia de acelerogramas registrados en la zona donde se efectúa la predicción. Se basan en la interpretación de los mismos en campo próximo, para construir modelos del proceso de ruptura en la fuente, coherentes con las características de la radiación generada. A partir de estos modelos se predicen los picos de aceleración, velocidad o desplazamiento para distintas frecuencias del movimiento. Se obtienen así simulaciones teóricas de acelerogramas o sismogramas, siendo necesario para ello disponer de datos de una densa red de estaciones que vigile la estructura de la fuente que origina el movimiento. Este tipo de modelo teórico, relativamente sencillo y muy empleado es el de ruido blanco de banda limitada, basado en la teoría de vibración aleatoria. Fue desarrollado por Boore (ref.28) y es útil para estimar movimiento en gran variedad de entornos tectónicos. Consiste en la obtención de un espectro a partir de parámetros característicos del modelo, teniendo en cuenta todos los parámetros que afectan a la amplitud y al contenido frecuencial.

Además, actualmente se ha generado el uso de procedimientos empíricos, que llevan a establecer modelos de movimiento en una zona por medio de regresiones de datos registrados en la misma o en otras tectónicamente afines.

Cuando no existen registros de movimientos del suelo en cierta localidad, los espectros así estimados constituyen una aproximación adecuada para representar las características del movimiento previsiblemente producido por el terremoto o sismo. Este proceso permite a su vez, deducir Espectros de Respuesta diferentes para distintos escenarios de peligrosidad en un área dada. Este hecho tiene especial interés cuando la peligrosidad no es dominada únicamente por un terremoto característico, si no que está condicionada por terremotos de diferentes magnitudes y a distintas distancias, produciendo movimientos con muy diferente contenido frecuencial.

II.2 Métodos de cálculo

Para poder definir lo que es un Espectro de Respuesta es necesario plantear algunas definiciones básicas.

Sistemas linealmente elásticos. Se dice que una estructura tiene un comportamiento elástico lineal si la relación esfuerzo-deformación es como el de la figura II.1.

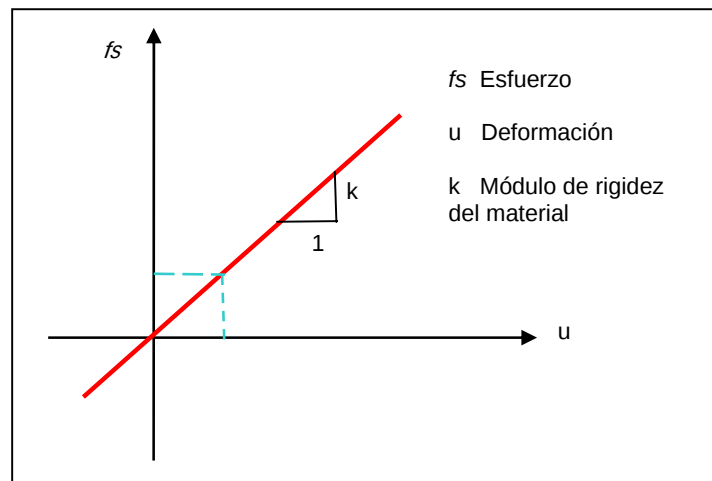


Figura II.1 Comportamiento elástico lineal (ref.29)

Sistemas de un grado de libertad. Si se considera la figura II.2, la cual está integrada por una masa concentrada (m), un marco que proporciona rigidez al sistema y un amortiguador viscoso que disipa la energía vibratoria, en el que además si la posición de la masa, una vez que ha sido desplazada, está definida por una sola coordenada se dice que dicho sistema tiene un solo grado de libertad.

Si un sistema elástico estáticamente cargado, es movido de alguna manera de su posición original de equilibrio, las fuerzas y momentos internos ya no estarán en balance con las cargas externas y empezaran a ocurrir vibraciones.

En general, un sistema elástico puede presentar diferentes modos de vibrar. En el mas simple de los casos la configuración de un sistema de vibración en cualquier instante puede especificarse con una sola coordenada; a tales casos se les llama sistemas de un grado de libertad (ref. 30).

En el caso de un sistema de un grado de libertad, cada una de sus propiedades se asume que se encuentran concentradas en un solo elemento físico. La figura II.2 muestra un ejemplo para dos tipos de excitación: a) fuerza externa en la dirección lateral $p(t)$ y b) el movimiento sísmico inducido $u_g(t)$. Cada caso tiene asociados desplazamientos originados por la fuerza excitadora.

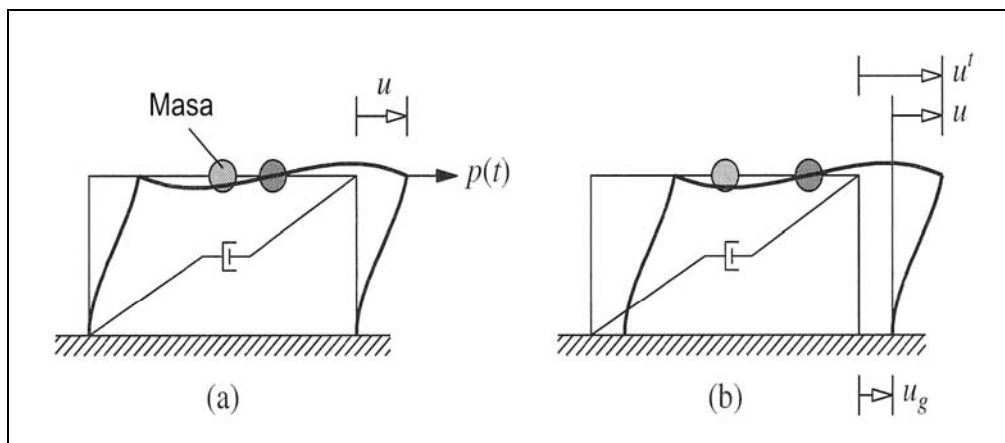


Figura II.2 Sistema de un grado de libertad.

Según el sistema planteado los desplazamientos en cada instante están relacionados por:

$$u^t(t) = u(t) + u_g(t) \quad (2.1)$$

Donde:

$u^t(t)$: Desplazamiento total del sistema en función del tiempo

$u(t)$: Desplazamiento generado por la deformación del marco en función del tiempo

$u_g(t)$: Desplazamiento originado por el movimiento sísmico en función del tiempo

Considerando el equilibrio dinámico del sistema de la figura II.2 b se tiene el diagrama de cuerpo libre mostrado en la figura II.3:

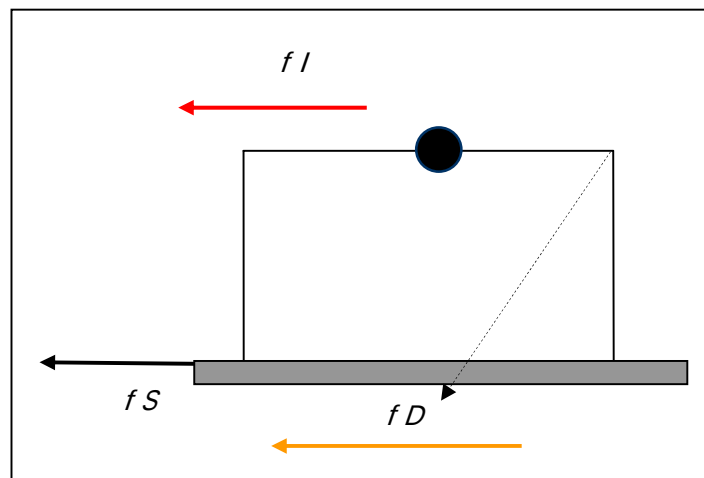


Figura II.3 Diagrama de cuerpo libre del sistema

Con base en lo anterior se tiene:

$$f_I + f_D + f_S = 0 \quad (2.2)$$

Donde:

$f_I \rightarrow$ Fuerza de inercia

$f_D \rightarrow$ Fuerza de amortiguamiento

$f_S \rightarrow$ Fuerza de rigidez o resistente

Ahora bien:

$$\begin{aligned} f_I &= mt\ddot{u} \\ f_D &= c\dot{u} \\ f_S &= ku \end{aligned}$$

Donde:

- m = masa del sistema
- $\ddot{u}$ = aceleración total del Sistema
- c = coeficiente de amortiguamiento viscoso
- $\dot{u}$ = velocidad
- k = rigidez lateral
- u = desplazamiento

Reescribiendo la ecuación 2.2:

$$m\ddot{u} + c\dot{u} + ku = 0 \quad (2.3)$$

Pero:

$$\ddot{u} = \ddot{u} + \ddot{u}_g$$

derivando

$$\dot{u} = \dot{u} + \dot{u}_g$$

derivando

$$u = u + u_g$$

∴

$$m(\ddot{u} + \ddot{u}_g) + c(\dot{u} + \dot{u}_g) + k(u + u_g) = 0$$

$$m\ddot{u} + c\dot{u} + ku = -m\ddot{u}_g(t) \quad (2.4)$$

Finalmente la expresión 2.4 se conoce como, ecuación de movimiento para un sistema de un grado de libertad o ecuación de equilibrio dinámico. Si tal ecuación es dividida por m se tiene:

$$\begin{aligned} \frac{m\ddot{u}}{m} + \frac{c}{m}\dot{u} + \frac{k}{m}u &= -\frac{m\ddot{u}_g}{m} \\ \ddot{u} + \frac{c}{m}\dot{u} + \frac{k}{m}u &= -\ddot{u}_g \end{aligned}$$

Considerando las siguientes definiciones:

$$\omega_n = \sqrt{\frac{k}{m}}$$

$$T_n = \frac{2\pi}{\omega_n}$$

$$\zeta = \frac{c}{c_r} = \frac{c}{2m\omega_n}$$

ω_n = frecuencia circular natural de vibración

k = rigidez lateral del sistema

m = masa del sistema

T_n = período natural de vibración

ζ = relación de amortiguamiento o fracción de amortiguamiento crítico

c = coeficiente de amortiguamiento viscoso

c_r = coeficiente crítico de amortiguamiento, es denominado de esta forma porque es el valor mínimo de c que impide que el sistema oscile para regresar a su posición original después de haber sufrido un desplazamiento.

Sustituyendo en la ecuación 2.4:

$$\ddot{u} + 2\zeta\omega_n\dot{u} + \omega_n^2 u = -\ddot{u}_g(t) \quad (2.5)$$

De la ecuación 2.5 se deduce que el desplazamiento $u(t)$ del sistema es función de la frecuencia natural ω_n , y de la relación de amortiguamiento ζ . Por lo que dos sistemas que tengan los mismos valores de T_n y ζ tendrán la misma respuesta al desplazamiento $u(t)$ aún cuando uno de ellos tenga mayor masa o posea mayor rigidez que el otro.

La figura II.4 presenta en su región izquierda la respuesta al desplazamiento de 3 sistemas con distintos periodos naturales de vibración y un valor de $\zeta=0.02$. Es evidente la diferencia en la respuesta, entre mas grande es el período de vibración mayor es el desplazamiento. En la misma figura, se ha fijado el período de vibración $T_n= 2$ segundos

y se ha variado la relación de amortiguamiento ζ , de tal forma que las diferencias en la respuesta de los 3 sistemas están asociadas únicamente a un parámetro. Se observa que entre mayor sea el amortiguamiento la respuesta de los sistemas es menor.

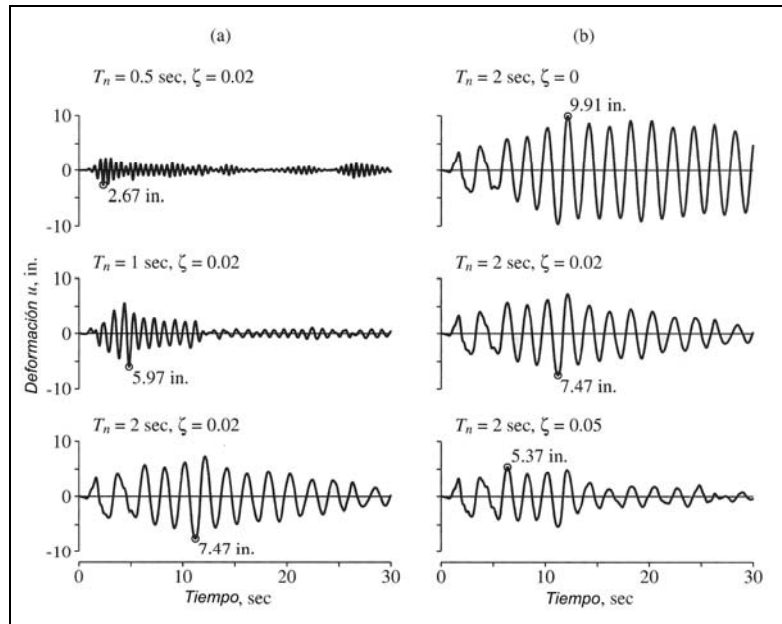


Figura II.4 Respuesta al desplazamiento de sistemas lineales de un grado de libertad (ref. 31)

Espectro de Respuesta. El concepto de Espectro de Respuesta (ER) surge como una necesidad para caracterizar los movimientos del terreno, bajo la acción sísmica, y su efecto en las estructuras, de hecho es un medio para representar la respuesta máxima de todos los posibles sistemas de un grado de libertad para un movimiento particular del terreno. Por lo que puede ser definido como una gráfica que integra los valores pico de la respuesta a una excitación y que están en función del período natural de vibración del sistema para una relación de amortiguamiento determinada.

Procedimiento para calcular un Espectro de Respuesta de deformación. A continuación se describe brevemente una metodología de cálculo:

- Dado un movimiento del terreno, producido por un sismo, en la base de un sistema lineal de un grado de libertad, determínense las respuestas de desplazamiento para diferentes periodos y un valor de amortiguamiento fijo. Para ello es necesario resolver la ecuación de equilibrio dinámico.

- Para cada sistema obténgase el valor máximo del desplazamiento $D=u_o$.
- El valor D obtenido para cada sistema de un grado de libertad representa un punto de espectro de respuesta de desplazamiento.

La figura II.5 muestra de manera esquemática la obtención de un Espectro de Respuesta de desplazamiento.

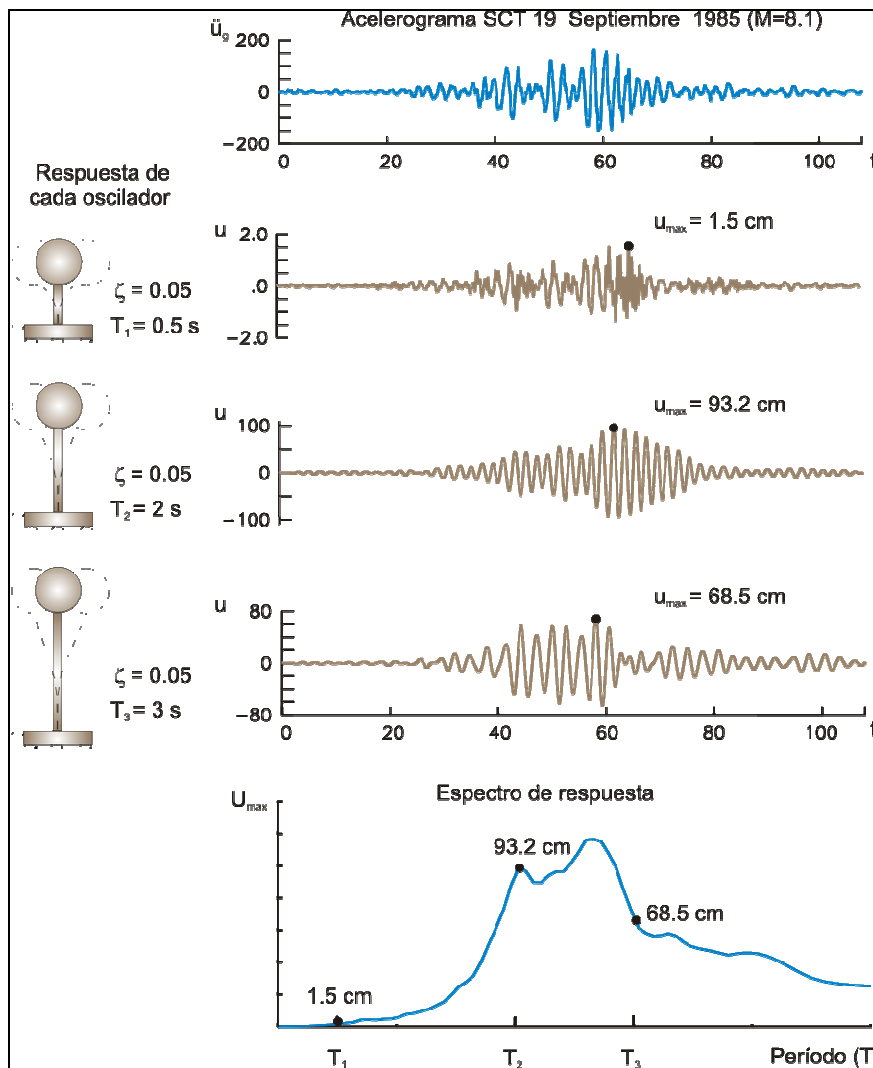


Figura II.5 Espectro de Respuesta de desplazamiento (ref.32)

De la figura II.5 se aprecia lo siguiente:

- Registro de aceleración del terreno.

- b) Respuestas de desplazamiento $u(t)$ para diferentes periodos T_n y un valor dado de amortiguamiento ζ . Obtenidas mediante la solución de la ecuación diferencial de movimiento.
- c) Finalmente con las respuestas máximas de desplazamiento es posible construir el Espectro de Respuesta.

Básicamente el espectro de respuesta de desplazamiento $u(t)$ es el único necesario para calcular las fuerzas internas y por consiguiente los valores máximos $D=u_o$. Los llamados seudo-espectros de velocidad y aceleración son útiles para el estudio de la respuesta misma, la construcción de Espectros de Diseño, etc.

El Espectro de Respuesta de seudo-velocidad V para un sistema de un grado de libertad con frecuencia natural ω_n y con un desplazamiento $D=u_o$ producido por un movimiento sísmico del terreno está dado por:

$$V = \omega_n D = \frac{2\pi}{T_n} D \quad (2.6)$$

V tiene unidades de velocidad y está relacionado con el valor máximo de la energía de deformación E_{So} almacenada en el sistema durante un temblor mediante:

$$E_{So} = \frac{mV^2}{2} \quad (2.7)$$

De lo anterior se puede definir al Espectro de Respuesta de seudo-velocidad como una gráfica que relaciona el producto $\omega_n D$ como una función del período natural del sistema T_n .

El Espectro de Respuesta de seudo-aceleración se puede considerar como una cantidad A para un sistema de un grado de libertad con frecuencia natural ω_n relacionada con su desplazamiento máximo $D=u_o$ debido a un movimiento sísmico del terreno.

$$A = \omega_n^2 D = \left(\frac{2\pi}{T_n} \right)^2 D \quad (2.8)$$

A : tiene unidades de aceleración y está relacionada al valor cortante máximo en la base V_{b0}

$$V_{b0} = f_{s0} = mA$$

ó

$$V_{b0} = \frac{A}{g} W = CW$$

W = Peso de la estructura

g = Aceleración de la gravedad

$$C = \frac{A}{g} = \text{Coeficiente de fuerza cortante}$$

Según lo mencionado se puede considerar al Espectro de Respuesta de pseudo-aceleración como una gráfica de $\omega_n^2 D$ en función del período natural del sistema T_n . La figura II.6 presenta los tres tipos de espectros antes descritos.

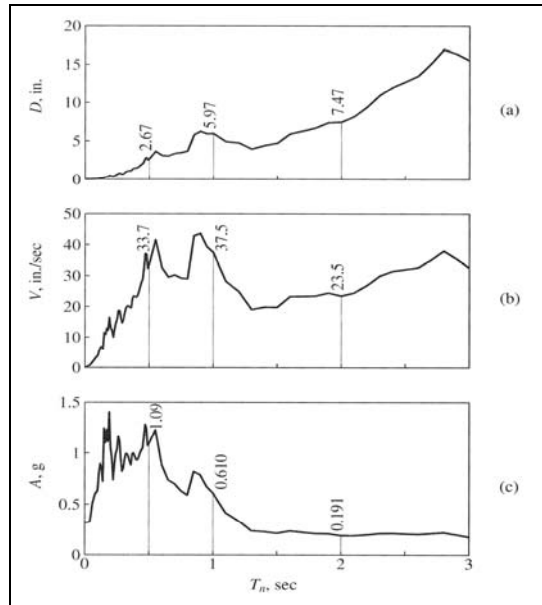


Figura II.6 a) ER de desplazamiento
b) ER de pseudo-velocidad
c) ER de pseudo-aceleración
(ref. 33)

CAPÍTULO III

MÉTODO ALTERNO NEURONAL

III. MÉTODO ALTERNO NEURONAL

III.1 Redes Neuronales Artificiales

El desarrollo de la teoría de las Redes Neuronales Artificiales (RNA's) surge de la necesidad para resolver problemas aún demasiado complejos para ser abordados por técnicas convencionales.

Su concepción se basa en la emulación del comportamiento del sistema nervioso de los seres vivos, por lo que, al igual que estos parten de un proceso de aprendizaje que les permite establecer las relaciones que existen entre las variables que se les presentan y que definen el comportamiento de un fenómeno en específico, con la intención de poder generalizar el conocimiento adquirido y por lo tanto establecer proyecciones de comportamiento ante condiciones distintas. Lo anterior, distingue dos características principales de las RNA's el aprendizaje adaptativo y su capacidad de auto-organización; mediante el primero, la red es capaz de aprender a realizar tareas mediante un entrenamiento previo que modifica cada unidad de proceso o nodo que la integran y el segundo, le permite organizar la información que recibe en la etapa de aprendizaje para modificar la red en su conjunto y por lo tanto se puedan obtener proyecciones de comportamiento ante condiciones diferentes.

Se ha establecido que una Red Neuronal Artificial (RNA) es un modelo, para procesar información, que emula el sistema nervioso de los seres vivos y cuya intención es resolver problemas muy complejos.

En el caso de las redes biológicas el elemento fundamental es la neurona, cuya capacidad primordial es la de comunicarse con otras, por medio de ligas de conexión, emitiendo señales de naturaleza eléctrica o química las cuales pueden ser capaces de generar un cambio en el estado que esta tenga, es decir, de producir una condición de activación.

La unidad de proceso en las RNA's es el nodo el cual pretende emular el desempeño que tendría una neurona en una red biológica y para establecer comunicación con otros, cuenta con un gran número de conexiones tanto de entrada como de salida lo que

permite la integración de sistemas capaces de realizar aprendizaje adaptativo, procesos de autoorganización tanto en paralelo como no lineal.

El mecanismo por medio del cual se procesa la información parte de que todos los elementos tienen asociado un valor o peso (este es un indicativo de la resistencia de la conexión), de tal manera que un nodo tiene un valor de entrada que se basa en todas las conexiones que llegan al mismo. De acuerdo a la figura IIIa (ref.34) dicho valor estará dado por:

$$I_{Tj} = I_1W_1 + I_2W_2 + \dots + I_iW_i + \dots + I_nW_n \quad (3.1)$$

de donde:

I_{Tj} = valor total de entrada al nodo j

I_iW_i = producto punto de la entrada I_i con su peso correspondiente W_i

Al valor de entrada recibido se le resta el de un umbral previamente establecido, el resultado es evaluado por una función de transferencia, mediante la cual se determina si el nodo entra en un estado de activación y por lo tanto enviará su señal de salida a otros elementos.

Una RNA está caracterizada por: su arquitectura, la dinámica de la computación que realiza y por el algoritmo de entrenamiento o aprendizaje que utiliza.

Arquitectura. Un gran número de topologías para las RNA's han sido establecidos por varios autores sin embargo, aquí se presenta la correspondiente al Perceptrón Multicapa (PMC) (ref. 35), debido a que es la que se utilizó como base del entrenamiento de las RNA's para la metodología propuesta. Esta arquitectura está compuesta de una capa de entrada, cuya única función es transmitir la información o patrones de entrenamiento a las capas ocultas, las cuales no tienen contacto directo con el exterior, pero procesan y transmiten la información hacia la capa de salida la que, puede estar integrada de uno o varios nodos. En los modelos utilizados se llegó a considerar como máximo hasta tres capas ocultas con diferente número de nodos y en

la capa de salida solo uno. Debido a que el flujo de información se realiza en la dirección que va de la capa de entrada hasta la de salida, la conexión de los nodos es únicamente con los elementos de la capa siguiente debido a que además está restringida la comunicación lateral con nodos de la misma capa. Este tipo de arquitectura también ha recibido el calificativo de *Feedforward*. A pesar de estar conformada por complicados cálculos y arquitecturas interminables, el funcionamiento de una red neuronal es simple, un ejemplo de ella se presentado en la figura IIIb (ref.36).

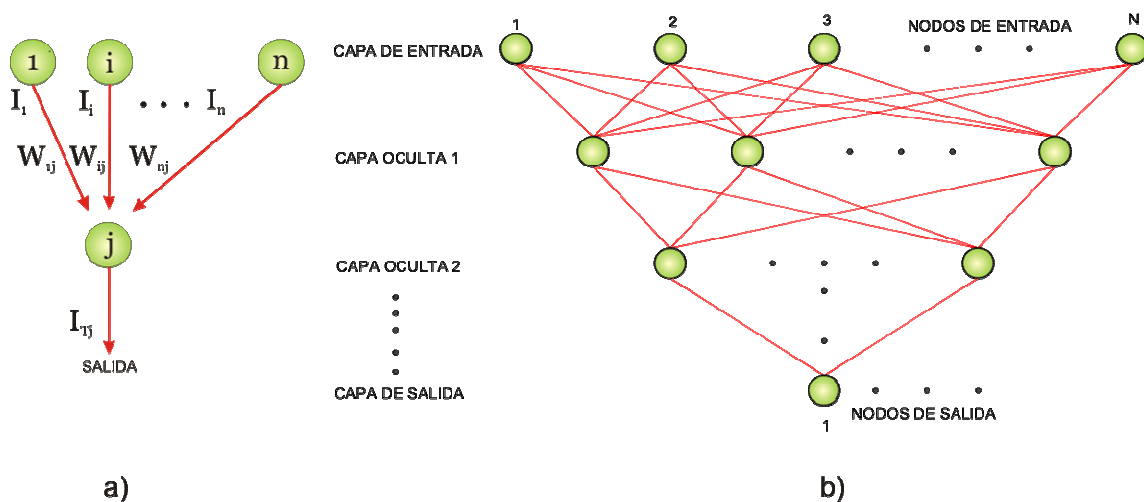


Figura III. a) Nodo de una RNA como elemento fundamental de proceso
b) Arquitectura del Perceptrón Multicapa

Dinámica de la Computación. Una parte fundamental del proceso de aprendizaje de las RNA y su capacidad de generalización depende de la regla seleccionada, se utilizó la correspondiente al método *Backpropagation* o su versión modificada *Quickpropagation* pero que en esencia funcionan de la siguiente forma: 1) se proporciona a la red para su aprendizaje un conjunto de patrones constituidos por pares de entradas y salidas, 2) la información se aplica a la primera capa de entrada y es propagada por las capas ocultas hasta generar una salida, 3) el resultado de los nodos de salida es comparado con los valores objetivo y se calcula el error, 4) el valor del error es transmitido hacia atrás partiendo de la capa de salida, pasando por las ocultas hasta alcanzar la de entrada, de tal forma que todos los nodos reciben un cierto porcentaje del error que describe su aportación relativa al mismo, 5) considerando la

cantidad recibida, cada neurona realiza un ajuste a los pesos de sus conexiones con otras, para que en el siguiente ciclo el valor de las salidas este mas próximo a los deseados, por supuesto siempre y cuando se utilice el mismo patrón de entrada.

Con relación a las funciones de transferencia existen varias entre las que se pueden señalar: escalón, lineal, mixta, Gaussiana, tangente hiperbólica, secante hiperbólica y Sigmoidea. Se utilizó esta última para todas las capas con excepción de la de salida en donde se consideró la lineal. Se optó por estas debido a que han dado buenos resultados en el entrenamiento de otras redes para la solución de problemas de naturaleza sísmica (ref. 37 a 40).

La función sigmoideal o sigmoidea está representada según la ecuación 3.2 y en la figura III.2 se muestra su forma y se aprecia que el rango de valores resultantes está entre [0,1].

$$FT_{sigmoideal} = f(x) = \frac{1}{1 + e^{-x}} \quad (3.2)$$

y

$$f'(x) = f(x) \cdot (1 - f(x)) \quad (3.2 a)$$

Donde x es el valor de entrada a la neurona.

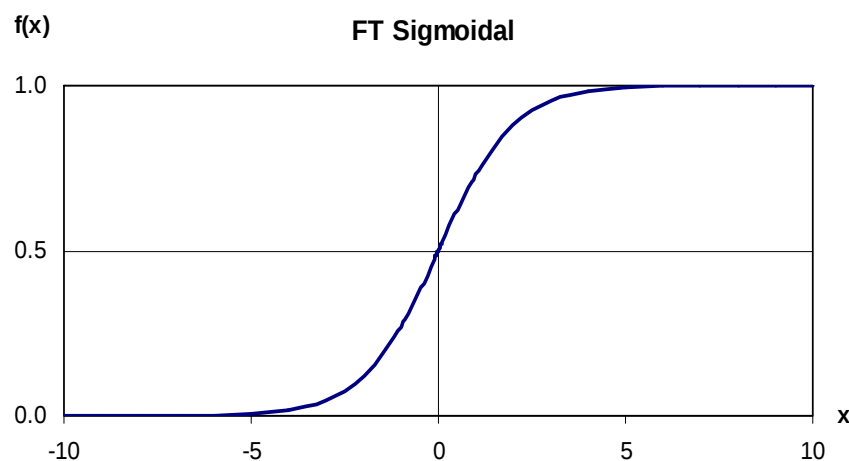


Figura III.2 Función de transferencia sigmoidea

La ecuación 3.3 muestra la función de transferencia lineal y la figura III.3 su gráfica en el rango $[-1,1]$.

$$FT_{lineal} = f(x) = x \quad (3.3)$$

y

$$f'(x) = 1 \quad (3.3 a)$$

Esta función es como su nombre lo indica, una línea recta y por lo tanto no se afecta la entrada neta de cada neurona. Normalmente es utilizada para obtener una salida inalterada en la última capa de los arreglos de RNA's.

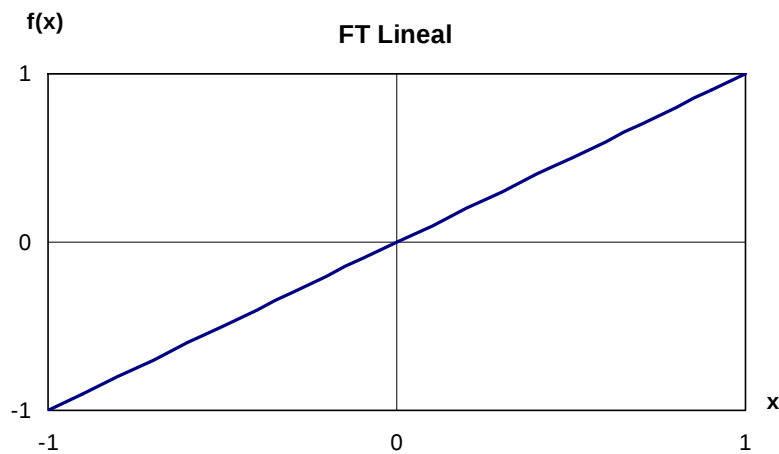


Figura III.3 Función de transferencia lineal

Algoritmo de Entrenamiento o Aprendizaje. Es el procedimiento seguido para determinar los pesos o resistencias de las conexiones entre nodos y que permite modificarlos para conseguir una salida deseada. Entre los existentes se pueden mencionar retropropagación, correlación en cascada, de Kohonen, vectores de aprendizaje, propagación rápida, de alineamiento simulado, etc. Sin embargo es necesario precisar que independientemente del algoritmo seleccionado es fundamental que los patrones o datos de entrenamiento representen adecuadamente al fenómeno en cuestión. Se utilizó el aprendizaje por retropropagación en el desarrollo de este trabajo.

En general se puede establecer que para un satisfactorio proceso de entrenamiento de una RNA y una adecuada capacidad de generalización se debe: 1) tener una base

importante de conocimiento sobre el fenómeno o problema que se pretenda modelar para poder hacer una correcta selección de las variables que lo representen, 2) integrar una base de datos que incluya un importante número de casos así como una gran diversidad de los mismos, 3) hacer una correcta selección de las reglas de aprendizaje y funciones de transferencia, así como de un buen diseño del modelo neuronal y 4) probar la integridad del mismo y su capacidad para generalizar conocimiento aprendido utilizando patrones que no fueron considerados durante el entrenamiento.

Un problema que presenta cualquier procedimiento de entrenamiento es que el haber reducido el error en un cierto número de iteraciones y que este se mantenga constante no garantiza el haber encontrado el mínimo global, puesto que el algoritmo podría llevar al proceso a quedar atrapado en un mínimo local, aún cuando el número de iteraciones continuara creciendo, tal como se observa en la figura III.4.



Figura III.4 Función de error (ref. 41)

III.2 Modelo neuronal propuesto

En el Modelo neuronal propuesto se utilizaron los registros de epicentros en las estaciones de Paseo Bravo (PBPP) y Sixmex Puebla (SXPU), ya que, dichas estaciones cuentan con una mayor cantidad de registros sísmicos, respecto a la demás estaciones de la RACP, mencionadas en el capítulo I.

En lo siguiente se describe la metodología seguida para el establecimiento del modelo neuronal propuesto; los parámetros de entrenamiento, la integración de los conjuntos de entrenamiento y prueba, arquitecturas elaboradas, así como el entrenamiento de las RNA's.

Parámetros de entrenamiento. Se estableció que dichos elementos están integrados por: 1) la magnitud del sismo M , 2) la distancia epicentral D , 3) el azimut A_z , 4) un vector T_i definido por los incrementos de tiempo para los cuales se tiene calculado el Espectro de Respuesta y 5) por un vector A_i integrado por las amplitudes espectrales y asociadas a los correspondientes valores de vector T_i . De acuerdo a lo anterior, se establece que los nodos de entrada al modelo neuronal quedan definidos por los valores de M , D , A_z y T_i , y el nodo de salida u objetivo queda representado por el vector A_i .

Los valores de M se obtuvieron de los reportados por el Servicio Sismológico Nacional Mexicano, el valor de A_z en grados, representa el Azimut de cada estación con respecto al epicentro del sismo correspondiente, por lo que de alguna forma incluye un efecto de directividad. Los Espectros de Respuesta elásticos de aceleración se obtuvieron con el sistema Degtra (ref.42), se calcularon 50 valores de las ordenadas espectrales, en cm/s^2 , para un intervalo de periodo de 0 a 3 segundos, para el 5% de amortiguamiento crítico.

Integración de los conjuntos de entrenamiento y prueba. De acuerdo al total de sismos registrados por la RACP y debido al reducido número de registros de la base de datos, se decidió desarrollar únicamente modelos neuronales para las estaciones de Paseo Bravo (PBPP) y Sixmex Puebla (SXPU), cuyas estaciones resultan con un mayor número de sismos registrados. En seguida se procedió a clasificarlos en dos grupos: G1 integrado por todos aquellos sismos superficiales de subducción y G2 conformado por sismos profundos generados en la zona continental (tabla 5). Para integrar los conjuntos de entrenamiento y prueba de las RNA's se decidió utilizar únicamente los del grupo G1 por lo que la base de registros sísmicos seleccionados para la estación PBPP se redujo a 14 registros epicentrales y para la estación SXPU a 17 (tabla 6). En la figura III.5 Se presenta la ubicación epicentral de los sismos seleccionados del G1. En la tabla 7 se presenta los registros sísmicos de la estación PBPP que se usaron para el entrenamiento y prueba de la RNA y en la tabla 8 los registros de la estación SXPU.

Tabla 5. Clasificación de registros sísmicos

No.	Sismo	M	Coordenadas		Prof. (km)	Estación de registro	Distancia epicentral (Km)	G1	G2
			Lat. N	Long.W					
1	19781129.1	7.8	16.00	96.69	19	SXPU	373.55	*	
2	19781129.2	5.3	15.74	96.83	33	SXPU	393.95	*	
3	19781129.3	4.5	15.74	96.18	33	SXPU	424.56	*	
4	19790314.1	7.4	17.49	101.26	28	SXPU	365.28	*	
5	19801024.1	7.1	18.03	98.29	70	SXPU	112.42		*
6	19811025.1	7.3	17.88	102.15	14	SXPU	435.42	*	
7	19840702.1	6.1	15.84	99.03	33	SXPU	364.86	*	
8	19850211.1	5.2	16.24	95.10	74	SXPU	453.09		*
9	19850919.1	8.1	18.08	102.94	15	SXPU	510.54	*	
10	19850921.1	7.6	18.02	101.48	15	SXPU	363.02	*	
11	19890425.1	6.9	16.50	99.50	15	PBPP	313.37	*	
12	19950914.1	7.3	16.31	98.88	22	PBPP, SXPU	311.36	*	
13	19950916.1	4.9	16.46	88.49	20	PBPP	1069.76	*	
14	19951009.1	8	18.74	104.67	5	PBPP, SXPU	681.55	*	
15	19951009.2	7.5	18.74	104.67	5	SXPU	680.89	*	
16	19951012.1	6.1	19.04	103.70	11	PBPP	577.99	*	
17	19951021.1	7.2	16.92	93.62	98	PBPP, SXPU	540.27		*
18	19951021.2	6.5	16.92	93.62	98	PBPP	540.07		*
19	19951030.1	5.6	16.35	98.51	27	PBPP, SXPU	300.19	*	
20	19960225.1	7.1	16.13	98.27	8	PBPP, SXPU	323.00	*	
21	19960225.2	5.2	15.79	98.28	5	PBPP, SXPU	360.54	*	
22	19960225.3	4.8	15.42	98.16	13	PBPP	401.44	*	
23	19960225.4	5.4	15.44	98.07	8	PBPP	399.46	*	
24	19960225.5	5.2	15.79	98.28	5	PBPP	360.54	*	
25	19960225.6	5	15.60	97.89	0	PBPP	383.00	*	
26	19960225.7	4.5	16.08	97.68	33	PBPP	331.14	*	
27	19960226.1	5.7	15.77	98.13	19	PBPP	363.00	*	
28	19960313.1	5.3	16.49	99.19	35	PBPP	302.00	*	
29	19960319.1	6	15.48	97.55	31	PBPP	401.00	*	
30	19960715.1	6.6	17.48	101.14	16	PBPP, SXPU	359.35	*	
31	19960715.2	6.5	17.40	101.10	20	PBPP	355.98	*	
32	19960718.1	4.8	17.52	101.30	6	PBPP	368.00	*	
33	19960906.1	4	19.10	98.36	10	PBPP	17.00	*	
34	19970111.1	7.3	18.09	102.86	17	PBPP, SXPU	502.00	*	
35	19970121.1	5.6	16.24	98.29	5	PBPP, SXPU	310.00	*	
36	19970403.1	4.7	17.98	98.38	49	PBPP	119.00		*
37	19970508.1	5.1	17.26	100.38	14	PBPP	303.00	*	
38	19970522.1	5.9	18.43	101.79	61	PBPP	384.00		*

Tabla 5. (continuación)

No.	Sismo	M	Coordenadas		Prof. (km)	Estación de registro	Distancia epicentral (Km)	G1	G2
			Lat. N	Long.W					
39	19970719.1	6.3	16.00	98.23	9	PBPP	337.00	*	
40	19970722.1	5.1	15.02	98.42	5	PBPP	446.00	*	
41	19970915.1	5.2	15.55	98.75	23	PBPP	391.00	*	
42	19971216.1	5.9	15.86	99.16	10	PBPP	367.00	*	
43	19971222.1	5.6	17.25	100.90	10	PBPP	347.00	*	
44	19980110.1	6.3	14.29	91.82	80	PBPP	861.00		*
45	19980203.1	6.4	15.69	96.37	33	PBPP, SXPU	419.34	*	
46	19980303.1	5	15.71	96.47	12	PBPP	413.00	*	
47	19980305.1	5.3	16.05	98.43	5	PBPP	333.00	*	
48	19980420.1	5.9	18.37	101.21	66	PBPP, SXPU	324.45		*
49	19980516.1	5.1	17.25	101.35	14	PBPP	387.00	*	
50	19980607.1	6.2	15.82	94.07	16	PBPP, SXPU	567.00		*
51	19980620.1	4.8	16.96	95.21	115	PBPP	393.00		*
52	19980711.1	4.9	17.25	101.54	5	PBPP	405.00	*	
53	19980712.1	5.1	16.83	100.44	4	PBPP	341.00	*	
54	19980717.1	4.6	16.98	100.16	27	PBPP	308.00	*	
55	19990615.1	7	18.18	97.51	69	PBPP	121.05		*
56	19990620.1	4	19.31	98.48	3	PBPP	41.00	*	
57	19990621.1	6.2	17.99	101.72	54	PBPP	388.73		*
58	19990712.1	4.8	15.92	98.63	17	PBPP	348.95	*	
59	19990930.1	7.5	15.95	97.03	16	PBPP, SXPU	364.92		*
60	19991214.1	4.8	17.96	98.54	36	PBPP	125.45	*	
61	19991229.1	5.9	18.10	101.68	20	PBPP	381.073	*	
62	20000312.1	5.9	14.59	92.97	35	PBPP	745.07	*	
63	20000318.1	4.8	17.08	99.31	31	PBPP	246.94	*	
64	200007.211	5.9	18.09	98.97	47	SXPU	131.86		*
65	200008.091	7	17.99	102.66	16	PBPP	484.31	*	
66	200012.011	5.4	17.94	102.58	14	PBPP	477.57	*	
67	20010113.1	7.6	13.15	89.94	10	PBPP	1099.29	*	
68	20010126.1	5	16.01	97.96	20	PBPP	337.16	*	
69	20020607.1	5.6	15.92	96.96	8	PBPP	370.64	*	
70	20020619.1	5.5	16.21	98.08	10	PBPP	314.28	*	
71	20020925.1	5.3	16.85	100.13	10	PBPP	317.084	*	
72	20020927.1	4.9	17.16	100.59	36	PBPP	327.31	*	
73	20021106.1	4.6	15.61	99.46	20	PBPP	402.95	*	
74	20021108.1	5.2	16.27	98.17	10	PBPP	307.37	*	
75	20031119.1	4.9	17.83	99.49	48	PBPP	190.92		*
76	20040101.1	6.3	17.39	101.37	10	PBPP	381.33	*	
77	20040101.2	5.8	16.97	101.84	10	PBPP	447.98	*	
78	20040113.1	5.1	16.01	97.30	3	PBPP	349.71	*	
79	20040113.2	5.5	15.90	97.03	16	PBPP	370.12	*	
80	20040614.1	5.8	16.03	97.84	10	PBPP	336.20	*	

Tabla 5. (continuación)

No.	Sismo	M	Coordenadas		Prof. (km)	Estación de registro	Distancia epicentral (Km)	G1	G2
			Lat. N	Long.W					
81	20040807.1	5.3	17.10	95.48	106	PBPP	360.43		*
82	20040818.1	5.7	16.33	95.14	66	PBPP	443.22		*
83	20041115.1	5.1	15.98	98.72	25	PBPP	343.74	*	
84	20041206.1	4.7	16.00	98.56	10	PBPP	339.28	*	
85	20041210.1	5.1	15.14	97.33	16	PBPP	442.39	*	
86	20050814.1	5.8	15.94	97.93	9	PBPP	345.14	*	
87	20050924.1	4.7	17.88	97.03	104	PBPP	179.42		*

Tabla 6. Registros sísmicos seleccionados del G1

No.	Sismo	M	Coordenadas		Prof. (km)	Estación de registro	Distancia epicentral (Km)
			Lat. N	Long. W			
1	19781129.1	7.7	16.00	96.69	19	SXPU	373.55
2	19781129.2	5.3	15.74	96.83	33	SXPU	393.95
3	19781129.3	4.5	15.74	96.18	33	SXPU	424.56
4	19790314.1	7.4	17.49	101.26	28	SXPU	365.28
5	19811025.1	7.2	17.88	102.15	14	SXPU	435.42
6	19850919.1	8.1	18.08	102.94	15	SXPU	510.54
7	19850921.1	7.5	18.02	101.48	15	SXPU	363.02
8	19890425.1	6.8	16.50	99.50	15	PBPP	313.37
9	19950914.1	7.3	16.31	98.88	22	PBPP, SXPU	311.36, 311.36
10	19951009.1	8	18.74	104.67	5	PBPP, SXPU	681.55, 680.89
11	19951009.2	7.9	18.74	104.67	33	SXPU	642.28
12	19951030.1	5.6	16.35	98.51	27	PBPP, SXPU	300.19, 299.26
13	19960225.1	7.1	16.13	98.27	8	PBPP, SXPU	323.00, 322.02
14	19960225.2	5.9	15.79	98.28	5	PBPP, SXPU	360.54, 359.66
15	19960715.1	6.6	17.48	101.14	16	PBPP, SXPU	355.00, 354.87
16	19970111.1	7.3	18.09	102.86	17	PBPP, SXPU	502.00, 501.45
17	19970121.1	5.5	16.24	98.29	5	PBPP, SXPU	311.00, 310.00
18	19980203.1	6.4	15.69	96.37	33	PBPP, SXPU	419.81, 419.34
19	20020607.1	5.6	15.92	96.96	8	PBPP	370.64
20	20020619.1	5.5	16.21	98.08	10	PBPP	314.28
21	20020925.1	5.3	16.85	100.13	10	PBPP	317.084
22	20021108.1	5.2	16.27	98.17	10	PBPP	307.37
23	20040101.2	5.8	16.97	101.84	10	PBPP	447.98
24	20040113.1	5.1	16.01	97.30	3	PBPP	349.71
25	20040113.2	5.5	15.90	97.03	16	PBPP	370.12
26	20040614.1	5.8	16.03	97.84	10	PBPP	336.20
27	20050814.1	5.8	15.94	97.93	9	PBPP	345.14

Tabla 7. Sismos del G1 para el entrenamiento y prueba de la estación PBPP

Estación	No. Sismo	Entrenamiento	No. Sismo	Prueba
PBPP	8	19890425.1	9	19950914.1
	16	19970111.1	15	19960715.1
	18	19980203.1	19	20020607.1
	20	20020619.1	22	20021108.1
	21	20020925.1		
	23	20040101.2		
	24	20040113.1		
	25	20040113.2		
	26	20040614.1		
	27	20050814.1		

Tabla 8. Sismos del G1 para el entrenamiento y prueba de la estación SXPU

Estación	No. Sismo	Entrenamiento	No. Sismo	Prueba
SXPU	1	19781129.1	4	19790314.1
	2	19781129.2	6	19850919.1
	3	19781129.3	9	19950914.1
	5	19811025.1	15	19960715.1
	7	19850921.1		
	10	19951009.1		
	11	19951009.2		
	12	19951030.1		
	13	19960225.1		
	14	19960225.2		
	16	19970111.1		
	17	19970121.1		
	18	19980203.1		

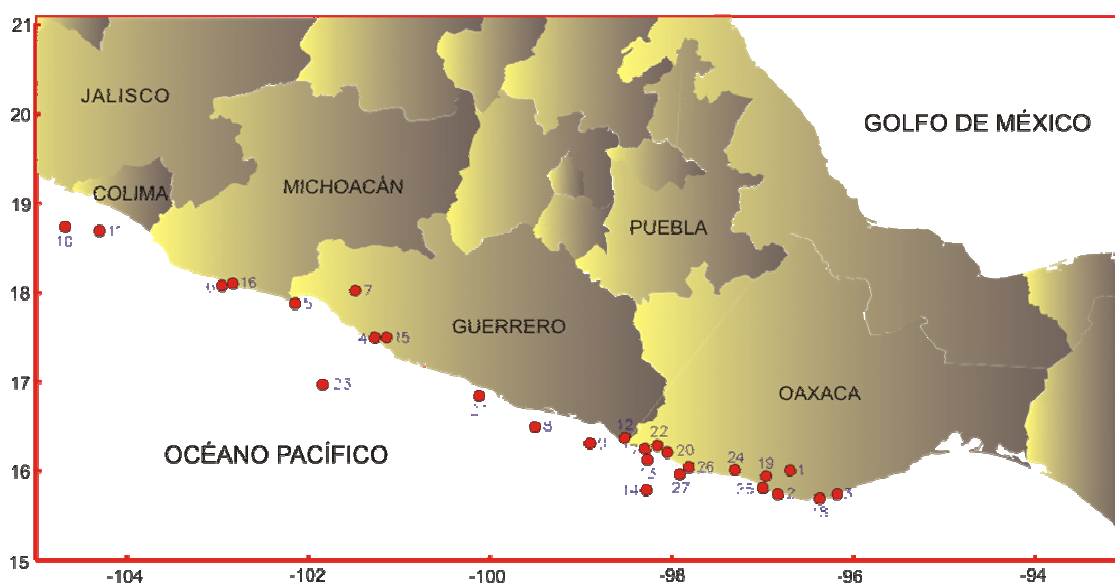


Figura III.5 Ubicación epicentral de los sismos seleccionados del G1

En la tabla 9 se presenta la relación de eventos y el número de registros sísmicos utilizados en los modelos neuronales.

Tabla 9. Número de registros sísmicos utilizados en los modelos neuronales

Estación	Número de sismos	Sismos G1 superficiales de subducción	
		Entrenamiento	Prueba
PBPP	14	10	4
SXPU	17	13	4

Entrenamiento de las RNA's. Como se expresó, la arquitectura de las redes está basada en una capa de entrada, varias capas ocultas y una de salida, para el entrenamiento del modelo neuronal que se propone la capa de entrada está constituida de 4 nodos M, D, Az y Ti y la capa de salida está integrada por uno solo representado por A_i . Por lo que, los conjuntos de entrenamiento quedan compuestos por una matriz de datos como la que se presenta en la tabla 10, la cual corresponde a la estación PBPP y solo contiene datos para uno de los 14 sismos del G1 y del componente EW. Los arreglos completos, para prueba, están formados por matrices de 5 columnas por

200 renglones y fueron preparados para cada uno de los tres componentes de registro en cada estación acelerográfica.

Con la intención de evitar la dispersión que la red pudiera sufrir al inicio del entrenamiento y además para hacer mas rápido el proceso de aprendizaje, se procedió a normalizar los valores de las amplitudes espectrales que integran el vector A_i , tal actividad se realizó con respecto al valor que corresponde al periodo $T=0$, es decir a la aceleración registrada al nivel de terreno natural. Por otra parte, durante el entrenamiento se observó que las RNA's tenían dificultades para representar valores máximos de amplitud dentro de una banda estrecha de periodos y lo que intentaban hacer era establecer un promedio con los valores de amplitud previos y posteriores a la misma. Para eliminar dicho obstáculo, se escogieron en forma aleatoria las matrices de 4 sismos y se incrementaron en un 20 % los valores de M y del vector A_i , esto permitió que la red pudiera aprender a relacionar los valores de las ordenadas espectrales dentro de una banda limitada. Es importante aclarar que este incremento de los valores, solo se utilizó en la etapa de entrenamiento y no durante el proceso de prueba.

Tabla 10. Matriz parcial de datos de entrada para entrenamiento en la estación PBPP

M	D [km]	Az [°]	Ti [s]	Ai [adimensional]
7.3	502.243	258.37	0.010	1.000
7.3	502.243	258.37	0.071	1.072
7.3	502.243	258.37	0.132	1.074
7.3	502.243	258.37	0.193	1.107
7.3	502.243	258.37	0.254	1.162
7.3	502.243	258.37	0.315	1.388
7.3	502.243	258.37	0.376	1.660
7.3	502.243	258.37	0.437	1.991
7.3	502.243	258.37	0.498	1.817
7.3	502.243	258.37	0.559	1.820
7.3	502.243	258.37	0.620	2.014
7.3	502.243	258.37	0.681	1.776
7.3	502.243	258.37	0.742	2.500
7.3	502.243	258.37	0.803	3.182
7.3	502.243	258.37	0.864	3.769
*	*	*	*	*
*	*	*	*	*
*	*	*	*	*
*	*	*	*	*
7.3	502.243	258.37	2.450	1.566
7.3	502.243	258.37	2.511	1.547
7.3	502.243	258.37	2.572	1.610
7.3	502.243	258.37	2.633	1.749
7.3	502.243	258.37	2.694	1.843
7.3	502.243	258.37	2.755	1.895
7.3	502.243	258.37	2.816	1.844
7.3	502.243	258.37	2.878	1.696
7.3	502.243	258.37	2.939	1.516
7.3	502.243	258.37	3.000	1.358

Arquitecturas elaboradas. Para el entrenamiento se utilizó un sistema de redes neuronales para *Windows* (ref. 43), el cual se basa en procesos iterativos, que pueden ser en tiempo de ejecución, para cambiar la arquitectura de las RNA's, en los modelos que aquí se presentan solo se modificaron, de acuerdo a los resultados, el valor tanto del número de capas ocultas como de sus nodos correspondientes. Los arreglos finales, mediante los que se obtuvieron los mejores resultados se presentan en la tabla 11. Los valores incluidos en la columna denominada arreglo RNA tienen el formato ExOxOxS en el cual "E" indica el número de nodos de la capa de entrada, cada "O" se refiere a una capa oculta y su valor a los nodos asociados; finalmente, "S" indica el número de nodos de la capa de salida.

Tabla 11. Arquitectura de las RNA's

Estación	Componente	Arreglo G1	Iteraciones
		ExOxOxOxS	
PBPP	EW	40X30X20	1027
	NS	60X50X40	1141
	V	80X71	934
SXPV	EW	60X50	1270
	NS	106X100	605
	V	50X40	1017

CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y ANÁLISIS

IV. RESULTADOS Y ANALISIS

El diseño de las RNA's y la selección de los parámetros de entrenamiento se realizaron con la filosofía de que estas tuvieran capacidad predictiva ante eventos no utilizados durante el entrenamiento o ante otros que aún no han ocurrido pero que potencialmente pueden hacerlo. Para evaluar el entrenamiento de las RNA's se utilizaron datos de prueba que, como se señaló, no fueron incluidos durante dicha etapa, ni tampoco fueron escalados mediante algún porcentaje.

Para las estaciones de PBPP y SXPU se muestran los resultados obtenidos en las componentes ortogonales EW, NS, y V, dichos resultados se incluyen en las figuras 6 a 11, del lado izquierdo, se presentan algunos de los Espectros de Respuesta obtenidos durante el entrenamiento y se comparan con casos reales, se aprecia fácilmente una excelente correlación entre ambos. En el lado derecho, de las mismas figuras, se muestran varios de los resultados generados durante la etapa de prueba, aún cuando la correlación con los datos reales no alcanza los niveles encontrados durante el entrenamiento, se aprecia un aceptable grado de similitud con respecto a los espectros reales y sobre todo la definición clara de los periodos asociados a las máximas amplitudes. La estación SXPU presenta los mejores resultados durante la etapa de prueba de la RNA con respecto a los espectros reales.

Es necesario precisar que los resultados de prueba están normalizados como se detalló anteriormente, por lo que para determinar la predicción de los Espectros de Respuesta Neuronal (ER_N) es necesario multiplicar las correspondientes ordenadas espectrales A_i por el valor asociado al periodo $T=0$.

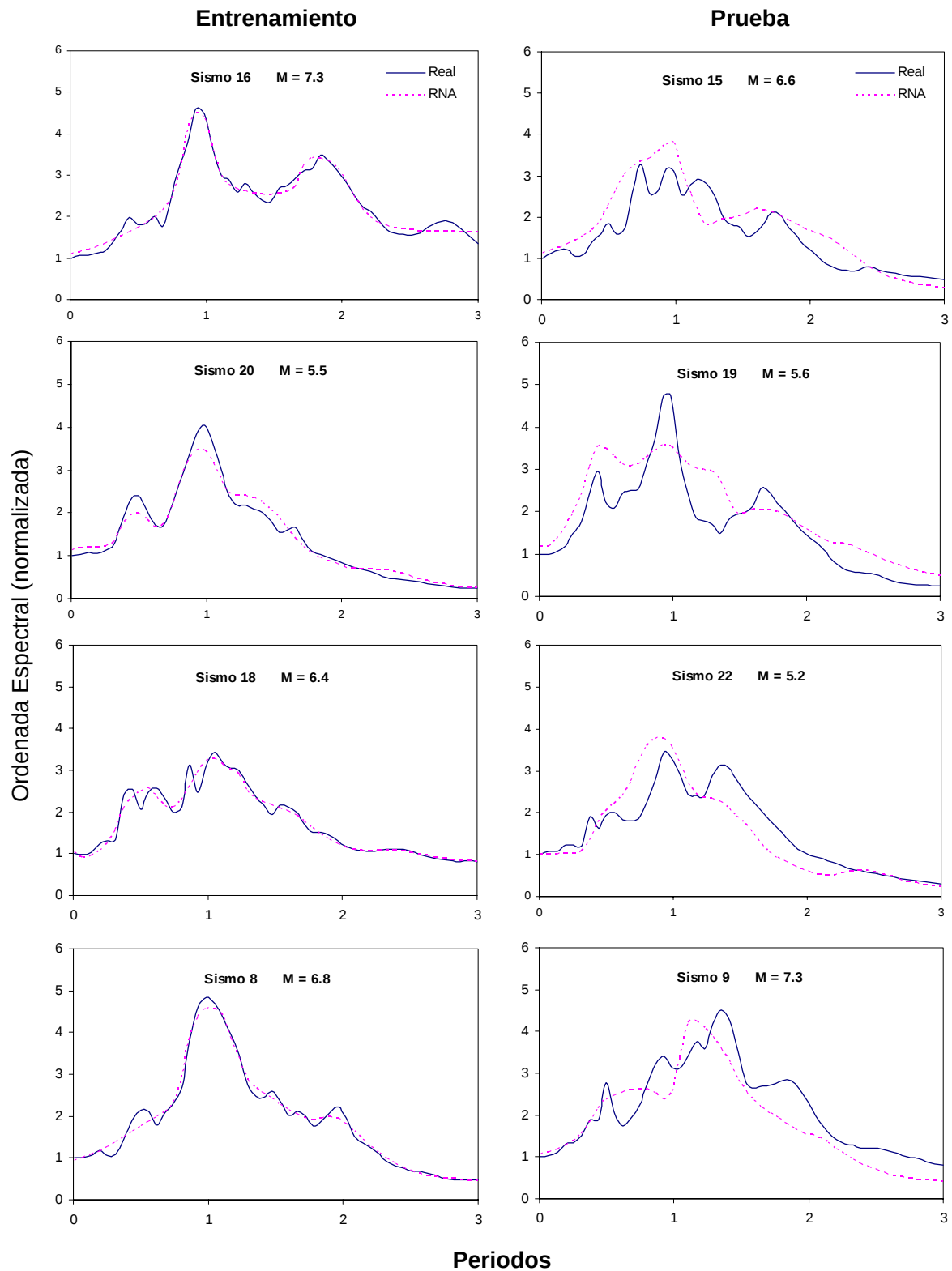


Figura 6. ER_N obtenidos en las etapas de entrenamiento y prueba en la estación PBPP componente EW

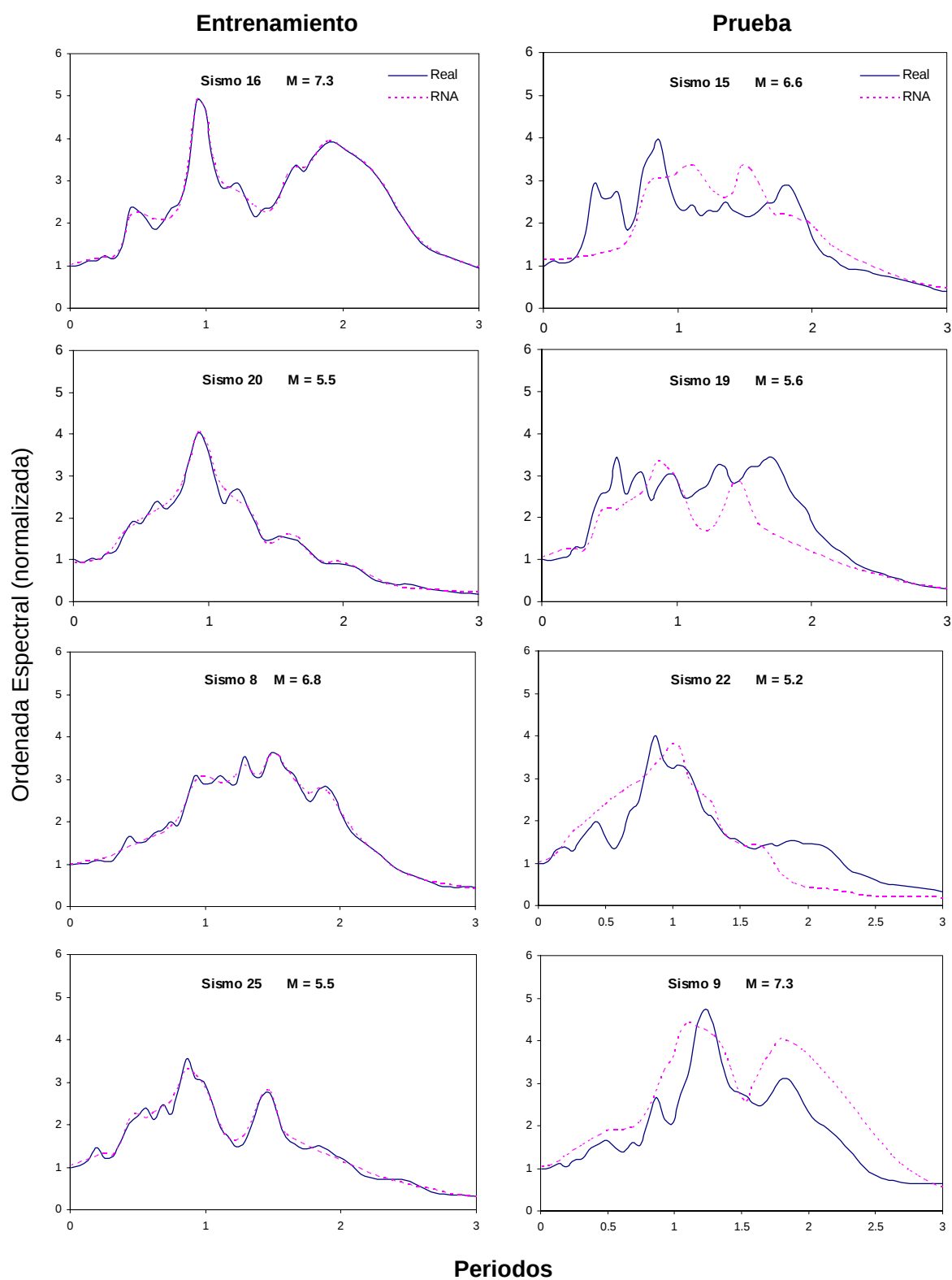


Figura 7. ER_N obtenidos en las etapas de entrenamiento y prueba en la estación PBPP componente NS

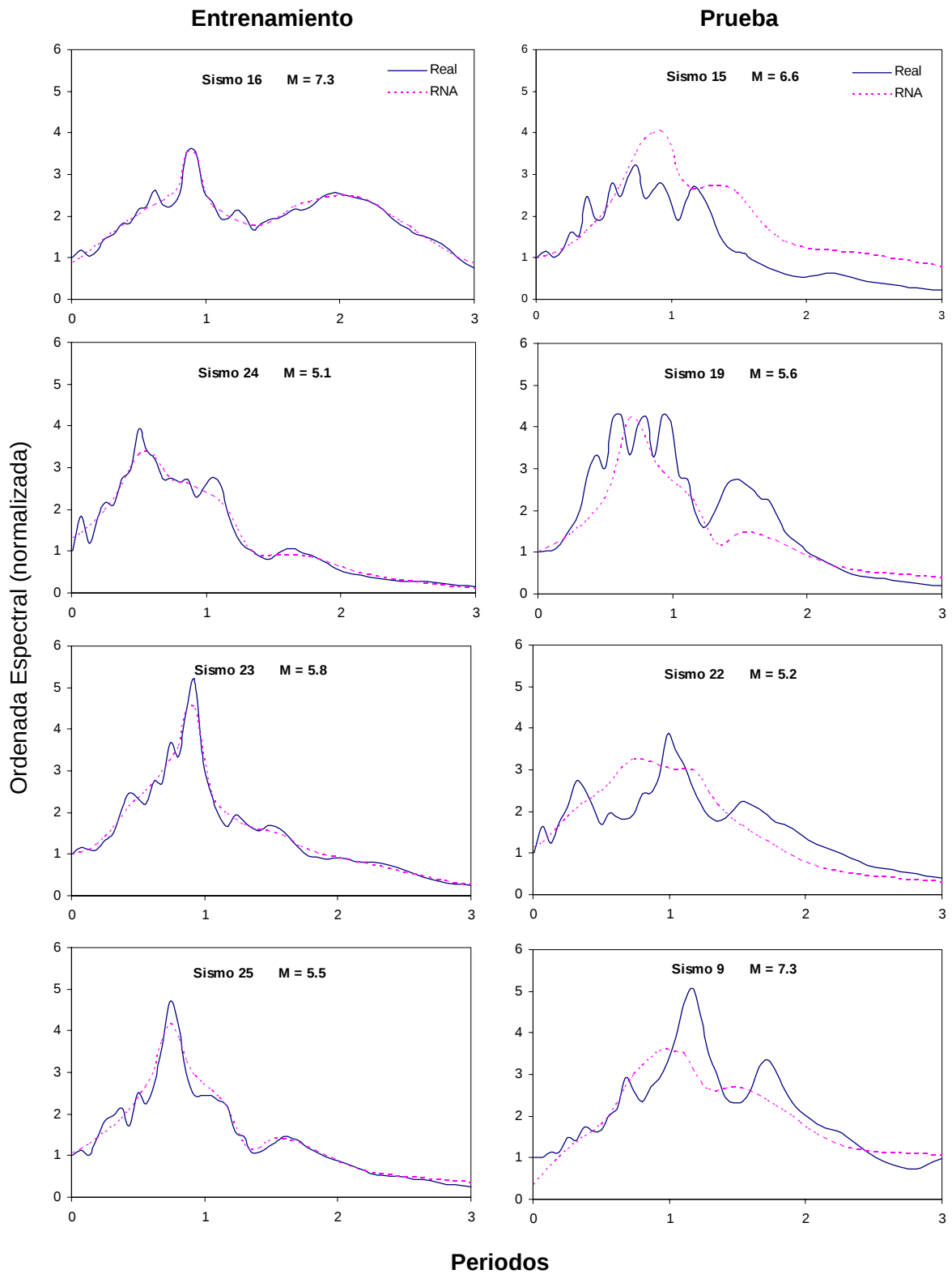


Figura 8. ER_N obtenidos en las etapas de entrenamiento y prueba en la estación PBPP componente V

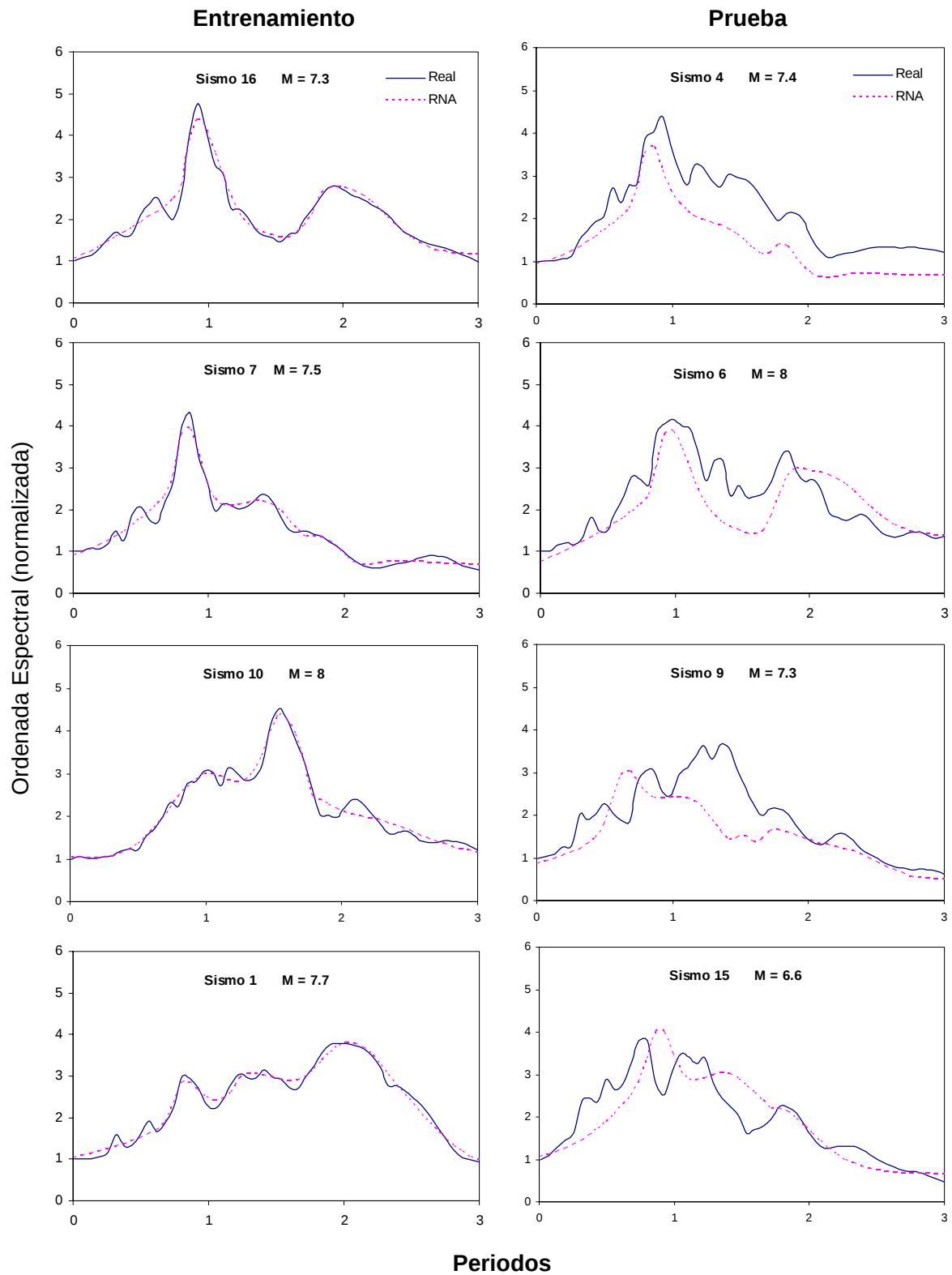


Figura 9. ER_N obtenidos en las etapas de entrenamiento y prueba en la estación SXPU componente EW

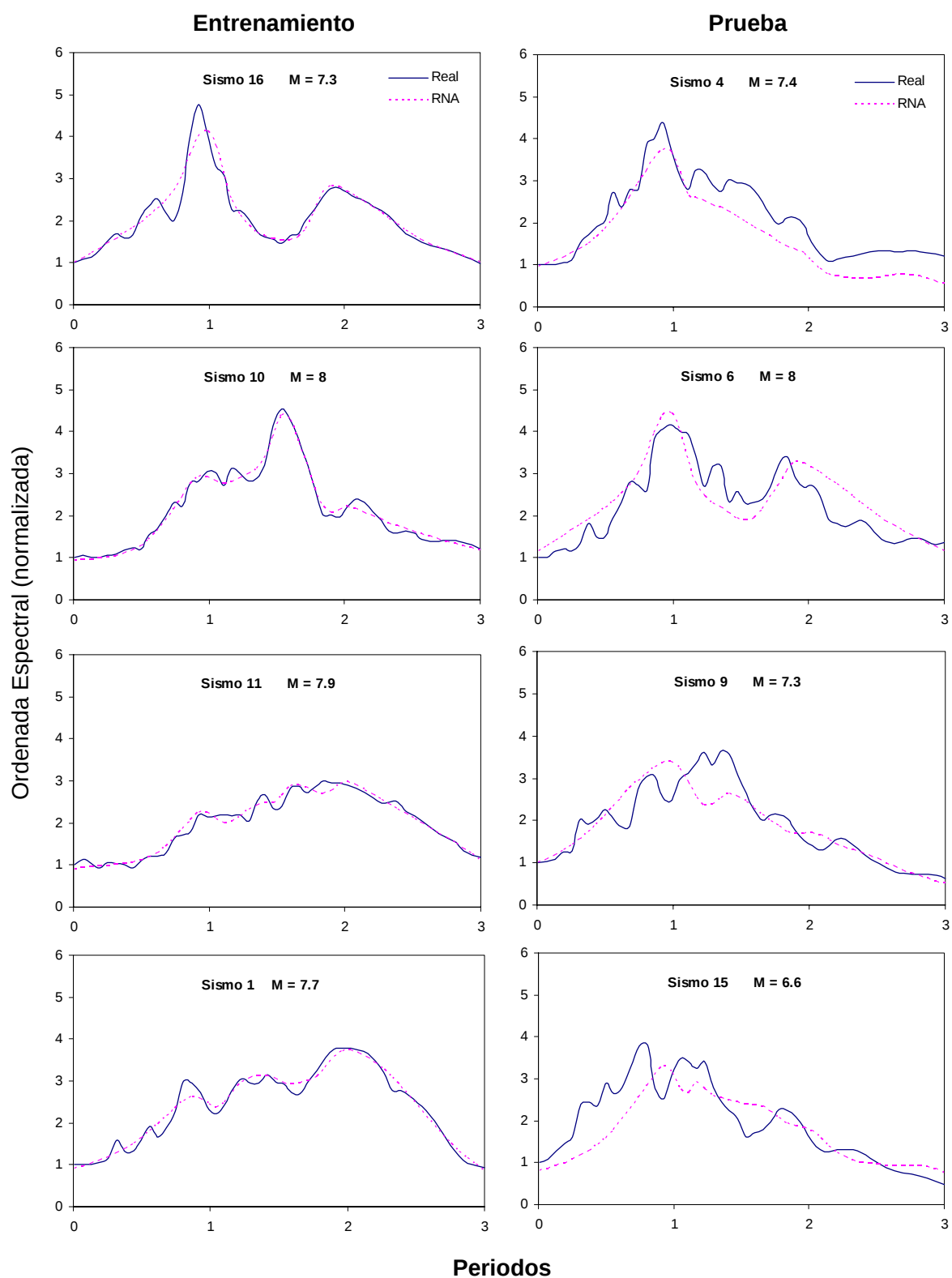


Figura 10. ER_N obtenidos en las etapas de entrenamiento y prueba en la estación SXPU componente NS

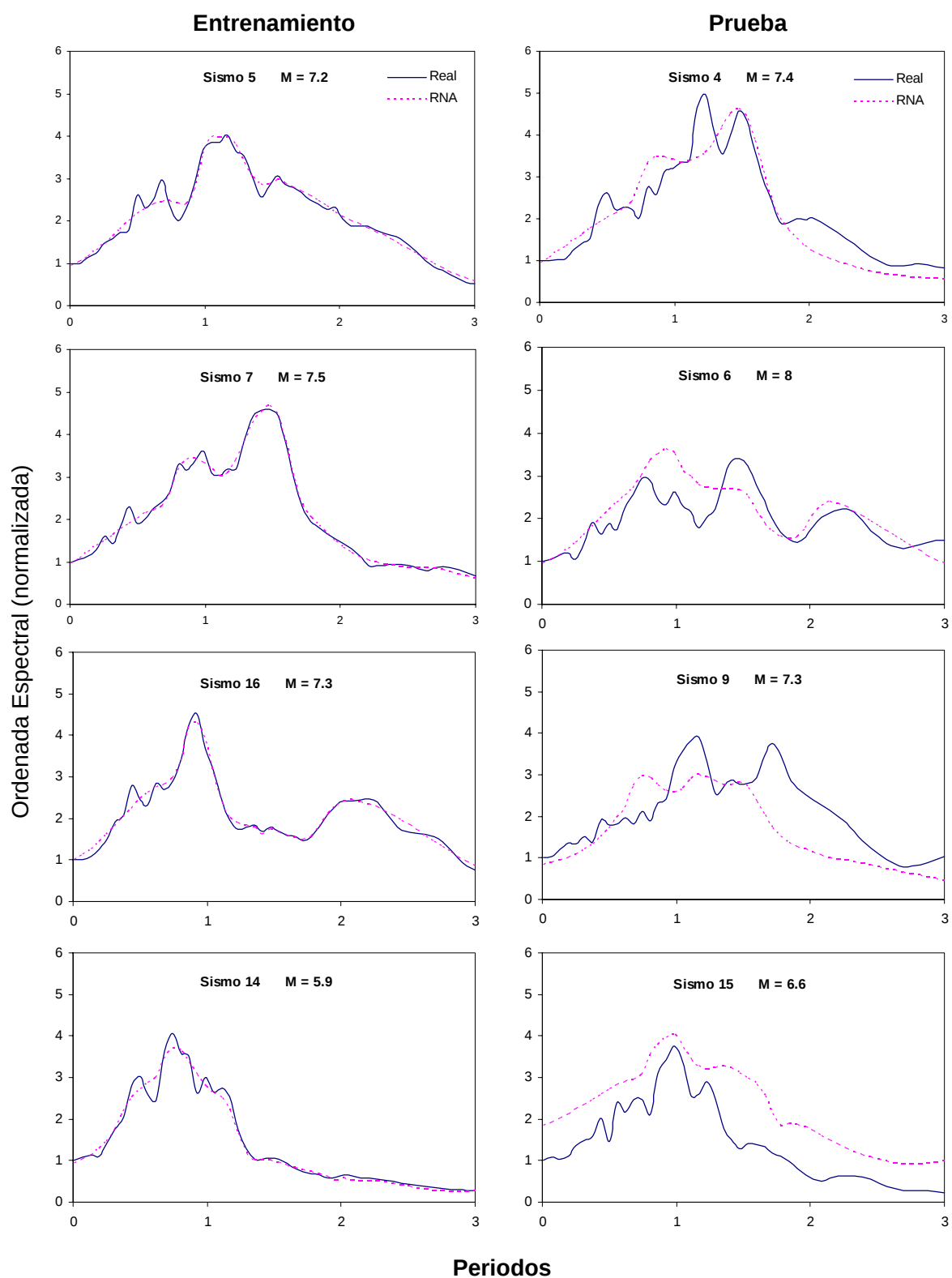


Figura 11. ER_N obtenidos en las etapas de entrenamiento y prueba en la estación SXPU componente V

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES

V. CONCLUSIONES

Se propone un método neuronal artificial para estimar Espectros de Respuesta elásticos, en estaciones acelerográficas de la ciudad de Puebla, para ello se consideró que los elementos que definen el modelado del problema son la magnitud M , la distancia epicentral D , el azimut Az y los valores de las amplitudes A_i asociados a determinados valores de T_i .

La correcta selección de los parámetros que representen el problema es de vital importancia, sin embargo se debe tener un cuidado meticuloso en la conformación del conjunto de entrenamiento, en la selección de la arquitectura de las RNA's, así como de los algoritmos de aprendizaje y reglas de entrenamiento utilizados, debido a que son fundamentales para establecer una correcta configuración del modelo neuronal y para lograr establecer su capacidad predictiva.

Considerando que el fenómeno está bien caracterizado por la correcta selección de los parámetros en la capa de entrada y que el conjunto de datos para el entrenamiento es pequeño, se presentan tres tipos de problemas al entrenar la RNA. El primero es que la matriz no aprenda, es decir que la regresión no converge y el error en lugar de disminuir, aumente, a esto se le llama sub-aprendizaje. El segundo es que la matriz converge hasta llegar a un cierto número de iteraciones y después de eso, el resultado se desvía de los valores reales de manera importante, a esto se le conoce como sobre-aprendizaje, la solución podría ser detener el proceso y tomar los valores de los pesos y ganancias de todos los elementos de la red que hacen que el error sea mínimo. El tercer problema que se presenta es que el error no logre disminuir lo suficiente y los resultados del entrenamiento difieran significativamente de la salida deseada, esto es debido a que la red diseñada no tiene la suficiente capacidad para relacionar las entradas con las salidas y aquí, definitivamente debe cambiarse la arquitectura de la red.

Cuando el error encontrado se mantiene constante o disminuye muy poco y los resultados del conjunto de prueba presentan alta correlación con los espectros reales se puede tener confianza de que la RNA está bien entrenada y con posibilidades de generalización a partir de los patrones de entrenamiento.

En la propuesta presentada se obtuvo una aceptable concordancia entre los espectros de aceleración reales y los obtenidos con las redes neuronales. Es necesario que se tenga un conjunto de datos epicentrales que represente bien el fenómeno, pues el aprendizaje de la RNA tiene relación con dicho entrenamiento. En consecuencia, una RNA que carezca de un conjunto de datos epicentrales en la matriz de entrenamiento, presentará problemas en el aprendizaje, los resultados del entrenamiento y de las pruebas así lo demuestran.

Es importante precisar que se generaron redes independientes para cada estación acelerográfica y para cada componente ortogonal de registro y que los espectros que se utilizaron como prueba provienen de información original y nunca fueron presentados a las redes durante el entrenamiento.

REFERENCIAS

1. <http://www.diomedes.com/universo.htm>
2. Silván J, "Un método alternativo para estimar la duración de la fase intensa del movimiento sísmico ", Tesis de licenciatura, Instituto de Ingeniería, UNAM, México, (2007)
3. Alcántara L, Ovando E y Macías M A, "Estimación de Espectros de Respuesta utilizando Redes Neuronales Artificiales", memorias Tercer Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, España, CD-ROM, (2007)
4. Tolson G, "La Teoría de la Tectónica de Placas y la Deriva Continental", cuadernillo, Instituto de Geología, UNAM, México, (1998)
5. Gutenberg B y Richter C, "Seismicity of the Earth", Princeton Universidad Press, (1949)
6. Mendoza S, "Estudio de la respuesta sísmica mediante el establecimiento de un modelo geodinámico en suelos de la Ciudad de Puebla", Tesis de licenciatura, Instituto de Ingeniería, UNAM, México, (2003)
7. *idem*
8. Nava A, "La inquieta superficie terrestre", Fondo de Cultura Económica, México, (1993)
9. Mendoza S, (2003), *op cit.*
10. *ídem*
11. Gutenberg B y Richter C, (1949), *op cit.*
12. Singh S K y Ordaz M, "Ciencias de la Tierra hoy", Fondo de Cultura Económica, México, (1991)
13. Suárez G y Jiménez Z, "Sismos en la Ciudad de México y el terremoto de septiembre de 1985", Instituto de Geofísica, UNAM, México, (1986)

14. Iglesias J, *et al*, "Zonificación sísmica de algunas ciudades mexicanas", Departamento de materiales, División de CBI, Universidad Autónoma Metropolitana, México, (1994)
15. Suárez G, "El potencial sísmico en la Republica Mexicana", revista de ingeniería, vol. LX, No. 2, México, (1990)
16. Alcántara L, Ovando E y Macías M A , (2007), *op cit*.
17. Suárez G, (1990), *op cit*.
18. Kostoglodov V y Pacheco J, "Cien años de Sismicidad en México", Instituto de Geofísica, UNAM, México, (1999)
19. Gutierrez C, Quaas R, Ordaz M, "Sismos", Serie Fascículos CENAPRED, México, (2001)
20. Mendoza del Barrio J, "Instrumentación sísmica para registro de temblores fuertes", Tesis de licenciatura, UNAM, México, (1993)
21. González-Pomposo G y Valdés C, "Seismicity of the State of Puebla, Mexico", Geofísica internacional, vol. 34, México, (1995)
22. Posada-Sánchez A E, Alcántara L, González-Pomposo G, Macías M A, Almora D y Jiménez J, "Análisis de los desplazamientos provocados en la ciudad de Puebla por el sismo del 15 de junio de 1999", XX Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, vol. 1, México, (2000)
23. Judson L, "Fundamentos de Geología Física", ed Limusa, México, (1989)
24. Espíndola J M y Jiménez Z, "Terremotos y ondas sísmicas una breve introducción", Instituto de Geofísica, No.1, UNAM, México, (1994)
25. Iglesias J, (1994), *op cit*.
26. Alcántara L, *et al*, "La Red Acelerográfica de la Ciudad de Puebla", Informe de actividades 2001, RACP-II/BUAP-07, Instituto de Ingeniería UNAM y Facultad de Ingeniería BUAP, México, (2002)

27. Alcántara L, *et al*, "Base Mexicana de Sismos Fuertes", Un sistema de CD-ROM para la obtención de acelerogramas de 1960 a 1999", 2º Congreso Iberoamericano de Ingeniería Sísmica, España, (2001)
28. Boore D M, "Stochastic simulation of high-frequency ground motions base on seismological models of the radiated spectra", Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 73, No 6, pp 1865-1894, (1983)
29. Durán R, "Espectros de respuesta estimados para la Ciudad de Oaxaca", Tesis de Licenciatura, Instituto de Ingeniería, UNAM, México, (2007)
30. Timoshenko S, "Vibration problems in engineering", ed John Wiley and Sons, USA, (1974)
31. Chopra A K, "Dynamics of Structures. Theory and applications to earthquake engineering", ed Prentice-Hall, USA, (2001)
32. Alcántara L, Ovando E y Macías M A, (2007), *op cit*.
33. Chopra A K, 2001, *op cit*.
34. Alcántara L, Ovando E y Macías M A, (2007), *op cit*.
35. Shepherd A J, "Second-Order Methods for Neural Networks" Fast and Reliable Training Methods for Multi-Layer Perceptrons, ISBN 3-540-76100-4 Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, (1997)
36. Alcántara L, Ovando E y Macías M A, (2007), *op cit*.
37. García S, *et al*, "Sand Behavior modeling using static and dynamic artificial neural networks", Serie investigación y desarrollo del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, México, SID/631, (2002)
38. García S y Romo M, "Atenuación Sísmica: Una aproximación con redes neuronales artificiales", memorias XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, México, CD-ROM, (2003)

39. Alcántara L, Ovando E, García S y Macías M A, “Un método neuronal artificial para estimar la duración de la fase intensa del movimiento sísmico”, Memorias XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, México, CD-ROM, I-09, (2005)
40. Alcántara L, Ovando E y Macías M A, “Aplicación de un método neuronal artificial para estimar la fase intensa del movimiento sísmico”, Memorias II Congreso Latinoamericano de Sismología, Colombia, CD-ROM, (2006)
41. Lemus R, “Redes Neurales, Una Visión Introductoria”, Depto. de Ing. Electrónica de la Universidad de El Salvador, El Salvador, (1994)
42. Ordaz M y Montoya C, “Sistema Degtra A4 versión 5.2”, *Software* desarrollado en el Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México y el CENAPRED, México, (2005)
43. Logical Designs Consulting, ThinksPro, “Neural Networks for Windows”, User's guide, USA , (1996)