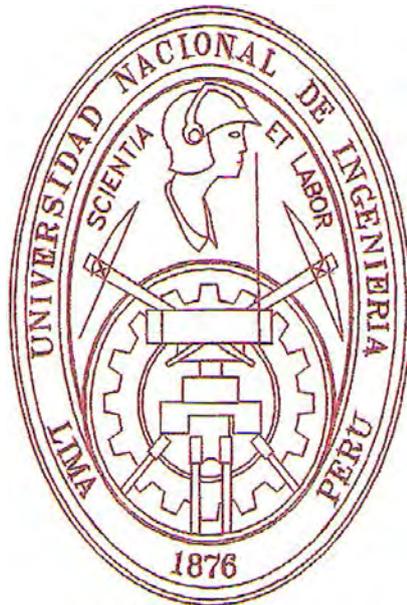


UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL



**“ANÁLISIS DE ACELEROGRAMAS Y DETERMINACIÓN DE
ESPECTROS DE RESPUESTA EN LA CIUDAD DE MOQUEGUA”**

TESIS

**PARA OPTAR EL GRADO ACADÉMICO DE MAESTRO EN
CIENCIAS CON MENCIÓN EN INGENIERIA GEOTÉCNICA**

ELABORADO POR

ERNESTO ELÍAS SALAS GARCÍA

ASESOR

M.Sc. FERNANDO LÁZARES LA ROSA

Lima - Perú

2012

INDICE

RESUMEN	I
INDICE	II
CAPITULO 1 – GENERALIDADES	1
1.1 Antecedentes y justificación de la tesis	2
1.2 Objetivos	5
CAPITULO 2 – MOVIMIENTOS VIBRATORIOS, CUANTIFICACIÓN DE LOS TERREMOTOS Y EFECTOS DE SITIO	6
2.1 Ecuación General del Movimiento y Tipos de Movimientos Vibratorios en Sistemas de un grado de libertad	6
2.1.1 Vibraciones libres sin amortiguamiento	8
2.1.2 Vibraciones libres con amortiguamiento	8
2.1.3 Vibraciones forzadas sin amortiguamiento	10
2.1.4 Vibraciones forzadas con amortiguamiento	11
2.1.5 Sistemas con Múltiples Grados de Libertad	11
2.2 Cuantificación de terremotos	12
2.2.1 Momento Sísmico	12
2.2.2 Intensidad del terremoto	13
2.2.3 Magnitud del terremoto	14
2.2.4 Energía del terremoto	17
2.3 Efectos de Sitio	17
CAPITULO 3 – ANALISIS SIMPLIFICADO DE LOS ACELEROGRAMAS	20
3.1 Correcciones sobre los acelerogramas	21
3.1.1 Corrección Instrumental	21
3.1.2 Corrección de línea base o corrección de ceros	21
3.2 Filtrado de los acelerogramas	24
3.3 Parámetros del Movimiento del Terreno	26
3.3.1 Parámetros de Amplitud	27
3.3.2 Contenido de Frecuencias	31
3.3.3 Duración del Sismo	33
3.3.4 Registros de acelerogramas en la ciudad de Moquegua	34
CAPITULO 4 – DETERMINACIÓN DE LOS ESPECTROS DE RESPUESTA	40
4.1 Cálculo de los Espectros de Respuesta	40
4.2 Espectros de Diseño	42
CAPITULO 5 – CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	46
BIBLIOGRAFÍA	49

ANEXO 1	51
Registros Sísmicos – Estación José Carlos Mariátegui	52
Registros Sísmicos – Estación Chen Chen	65
Registros Sísmicos – Estación César Vizcarra	84
ANEXO 2	113
Espectros de Respuesta – Estación José Carlos Mariátegui	114
Espectros de Respuesta – Estación Chen Chen	155
Espectros de Respuesta – Estación César Vizcarra	196
ANEXO 3	237
Espectros de Diseño – Estación José Carlos Mariátegui	238
Espectros de Diseño – Estación Chen Chen	245
Espectros de Diseño – Estación César Vizcarra	252

RESUMEN

Mediante la aplicación de un procedimiento dependiente del sitio, el presente estudio analiza los registros sísmicos obtenidos en tres estaciones acelerográficas ubicadas en la ciudad de Moquegua aplicando técnicas analíticas de respuesta del suelo.

Para ello se hace primero una selección de los sismos más representativos en función de la aceleración máxima y con la ayuda del programa DEGTRA se calculan los espectros de aceleración y velocidad para razones de amortiguamiento de 5% y 10%. Los espectros de respuesta son normalizados y a partir de ellos se calculan los factores o coeficientes de amplificación sísmica “C” para probabilidades de excedencia de 50% y 84.1% en cada una de las estaciones acelerográficas.

Finalmente, se hace una comparación de los valores de los coeficientes sísmicos obtenidos, los cuales son comparados con la norma de diseño sismoresistente E030 y con los valores obtenidos en los estudios de microzonificación sísmica de la ciudad de Moquegua.

ABSTRACT

By applying a procedure depending on the place, this study analyses the seismic records obtained at three accelerographic stations located in the city of Moquegua using analytical techniques of soil response.

For this purpose the most representative earthquakes are selected based on the maximum acceleration and with the aid of the DEGTRA program the spectra of acceleration and speed for damping ratios of 5% and 10% are calculated. The spectra of response are normalized and from them the factors or seismic amplification coefficient “C” for exceedance probabilities of 50% and 84.1% in each of the accelerographic stations.

Finally, a comparison of the seismic coefficients values obtained are compared with seismic resistant design E030 standard and the values obtained in studies of seismic microzones of the city of Moquegua.

CAPÍTULO 1 GENERALIDADES

1.1 Antecedentes y justificación de la tesis

En la tabla 1, obtenida Silgado (1978:127), podemos apreciar los parámetros de los grandes terremotos ocurridos en territorio peruano en los siglos XVI, XVII, XVIII y XIX. En ella, las coordenadas del epicentro son aproximadas de acuerdo con las apreciaciones del autor. La magnitud instrumental se establece en base a las relaciones empíricas halladas entre la magnitud, intensidad y extensión areal de los sismos ocurridos en el Perú entre 1939 y 1974.

Tabla 1 – Relación de sismos históricos en el Perú (Silgado, 1978)

Fecha	Hora Local	Epicentro Aprox.		Lugar	Magnitud
		Lat. S	Long. O		
22 Ene 1582	11:30	16.3	73.3	Costa dpto. Arequipa	7.9
09 Jul 1586	19:30	12.2	77.7	Costa dpto. Lima	8.1
24 Nov 1604	13:30	18.0	71.5	Costa Moquegua y Tacna	8.4
14 Feb 1619	11:30	8.0	79.2	Costa Trujillo	7.8
31 Mar 1650	14:00	13.8	72.0	Cuzco	7.2
13 Nov 1655	14:38	12.0	77.4	Frente isla San Lorenzo	7.4
12 May 1664	04:15	14.0	76.0	Ica	7.8
20 Oct 1687	05:30	13.00	77.5	Costa sur dpto. Lima	8.2
28 Oct 1746	22:30	11.6	77.5	Costa norte dpto. Lima	8.4
13 May 1784	07:36	16.5	72.0	Costa de Arequipa	8.0
07 Dic 1806	18:00	12.0	78.0	Frente puerto Callao	---
10 Jul 1821	13:00	16.0	73.0	Costa de Arequipa	7.9
13 Ago 1868	16:45	18.5	71.2	Costa de Tacna	8.6
09 May 1877	20:28	19.5	71.0	Costa sur de Arica	---

En la tabla 1, apreciamos 14 sismos grandes de gran importancia ocurridos a lo largo de 04 siglos, de los cuales 06 (43%) son reportados en la zona Sur del país, lo que nos da una muestra del nivel de peligro que esta zona representa con respecto a los movimientos sísmicos.

Un factor preocupante para la zona Sur es el silencio sísmico. Desde el último gran terremoto ocurrido en las costas de Tacna el 13 de agosto de 1868, se han sucedido, en la zona sur entre 1869 y el 2011, 34 sismos de regular y fuerte intensidad (Silgado 1978 y USGS), cuyos epicentros se encuentran distribuidos entre los departamentos de Arequipa y Tacna. Salvo el sismo del 23 de junio del 2001 acaecido frente a las costas de Arequipa (que a pesar de ser el más fuerte ocurrido en la zona sur en los últimos años, no supera al sismo de 1868). En la zona frente a los departamentos de Moquegua y Tacna, se encuentra un área de 150 km de longitud entre las áreas de ruptura de los sismos del 2001 y 1877 (Chile) fuertemente comprometida con la ocurrencia de un sismo en el futuro de una magnitud igual o superior al sismo de 1868 (Bernal y Tavera 2002:79).

En la figura 1 siguiente, se puede ver la distribución de las áreas de ruptura de grandes sismos asociados al proceso de subducción y ocurridos en la región sur del Perú y

norte de Chile, durante los siglos XIX, XX y XXI. Las superficies sombreadas corresponden a las áreas de ruptura y las barras en negro, a las lagunas sísmicas. Las áreas encerradas con interlineado corresponden a los sismos de 1868 y 1877.

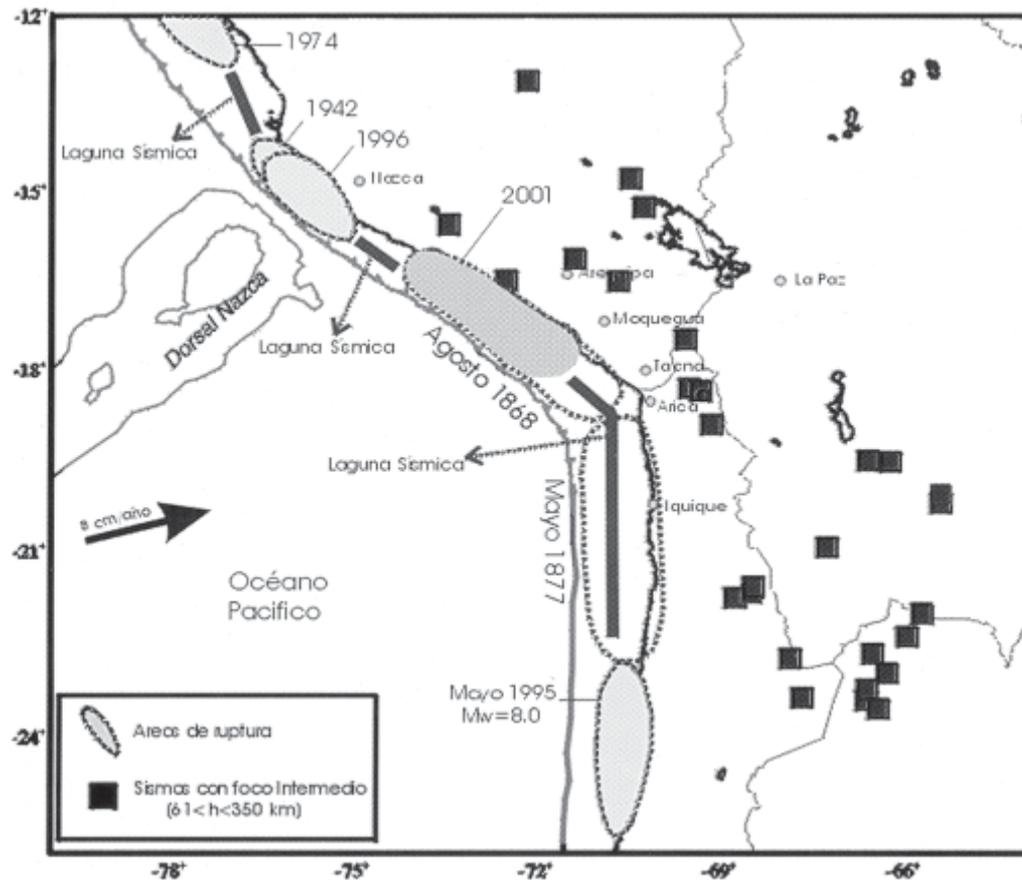


Fig. 1 – Distribución de áreas de ruptura de grandes sismos en la zona Sur del Perú - Bernal & Tavera (2002:85)

El departamento de Moquegua se encuentra ubicado en la zona suroeste del Perú, en la parte correspondiente al cinturón de fuego del Pacífico, zona con alta actividad sísmica. Abarca una superficie aproximada de 16,147 km² con una población al 2011 de 170,962 habitantes, la misma que presenta una de las tasas de crecimiento poblacional proyectada más altas del país con 2.1 % para el periodo 2003-2014. Esta alta tasa de crecimiento, unida al tipo de construcción que data de la época colonial y principio de la república, además del predominio en la zona de la autoconstrucción con material de adobe y albañilería en las edificaciones, hacen del departamento de Moquegua una zona de alta vulnerabilidad ante fenómenos sísmicos como el ocurrido el 23 de junio del 2001, siendo por lo tanto fundamental desde el punto de vista ingenieril la determinación de parámetros físicos como las aceleraciones del suelo, las frecuencias predominantes y los espectros de respuesta que en conjunto servirán a los diseñadores para evitar futuros daños a las estructuras que ahí se construyan.

El sismo del 23 de junio del 2001 fue el más fuerte de los registrados en los últimos 100 años, con una magnitud de Mw=8.4 (NEIC) en la escala de Kanamori, alcanzando una intensidad de VIII en la escala de Mercalli Modificada en la ciudad de Moquegua. Este sismo cubrió una superficie de 40,000 km² y sus consecuencias fueron sentidas por cerca de 220,000 habitantes.

En Calla (2004), podemos apreciar la siguiente información relevante de este sismo:

Parámetros Hipocentrales

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) realizó la localización del epicentro del terremoto del 23 de Junio de 2001 en las coordenadas 16.20°S, 73.75°W; esto es a 82 Km al NW de la localidad de Ocoña. Los resultados de los parámetros hipocentrales reportados por el IGP en comparación con los del NEIC presentan algunas diferencias mínimas, las cuales se muestran en la Tabla 2. Estas diferencias fueron debido a que dichas instituciones manejan diferentes redes de observación sísmica, pues mientras los datos procesados por el IGP proceden de una red sísmica local, los datos procesados por el NEIC proceden de la red sísmica mundial.

Tabla 2 – Parámetros Hipocentrales del terremoto de Arequipa del 23/06/2001 y de 03 de sus replicas principales obtenidas por el IGP y la NEIC

Fecha	Hora Origen	Lat. Sur	Long. Oeste	Prof. (km)	Magnitud	Agencia
23/06/2001	20:23:04.4	16.20°	73.75°	29	6.9 M _L	IGP
23/06/2001	20:33:13.0	16.15°	73.40°	33	8.4 M _w	NEIC
25/06/2001	04:18:31.6	17.73°	71.34°	31	6.8 M _w	NEIC
05/07/2011	13:53:49.7	15.56°	73.45°	69	6.6 M _w	NEIC
07/07/2011	09:38:43.0	17.38°	71.78°	26	7.5 M _w	NEIC

Magnitud del Terremoto

La magnitud del terremoto fue calculada por Bernal (2002), a partir de la amplitud máxima del registro del sismo en un sismógrafo debidamente calibrado en la cual sus variadas medidas son expresiones logarítmicas de la cantidad de energía liberada. En la Tabla 3, se presenta la magnitud obtenida en las diversas escalas por Bernal (2002).

Tabla 3 – Magnitudes del terremoto de Arequipa en diferentes escalas. N. Est.= número de registros utilizados en el cálculo

Tipo de Escala	IGP	NEIC	N. Est.
Magnitud Local (M _L)	6.9	--	2
Magnitud Ondas de Volumen (mb)	--	6.6	56
Magnitud Ondas Superficiales (Ms)	7.9	7.9 – 8.2	84
Magnitud Duración (MD)	6.5	--	2
Magnitud Tsunami (Mt)	8.6	--	--
Magnitud Momento (M _w)	8.2	8.4	--
Magnitud Energía (M _e)	8.4	7.8	--

Análisis de Intensidades

La información para evaluación de los efectos y daños causados por el terremoto fue proporcionada principalmente al IGP por personal de las municipalidades, policía nacional, compañía de bomberos, hospitales y algunas veces por personas naturales. El total de la información disponible ha sido interpretada con la escala de intensidades de Mercalli Modificada (Tavera, 2002). En la Figura 2, se presenta el mapa de

intensidades en la escala Mercalli Modificada correspondiente al terremoto del 23 de Junio.

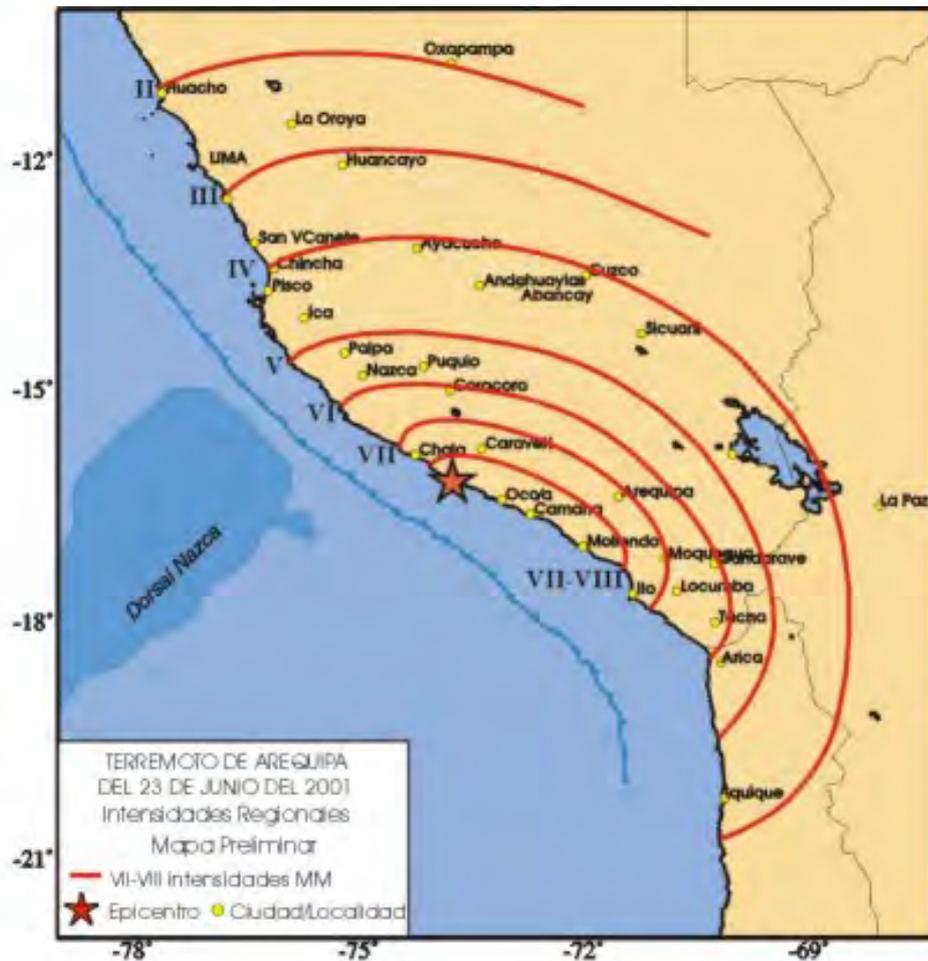


Fig. 2 – Mapa de Intensidades regionales del sismo del 23 de junio del 2001 (Tavera, 2002)

En dicha figura, se observa que el valor de la intensidad máxima es de VIII y considera un área elipsoidal con el eje mayor de 320 Km de longitud paralelo a la línea de costa. Asimismo, se puede ver que el epicentro del terremoto se ubica en el extremo NE de dicha área y que la distribución y geometría de las isosistas de grado VIII y VII consideran a las ciudades y localidades que soportaron los mayores efectos y daños causados por el terremoto. Por otro lado, se observa que para una distancia de 570 Km en dirección NE con respecto al epicentro del terremoto, el valor de intensidad es de II (MM); mientras que, en dirección SE es del orden de VI (MM) para la misma distancia. Esta diferencia en intensidad sugiere que la mayor cantidad de energía emitida por el terremoto se propagó en dirección SE (Tavera, 2002).

El desarrollo empírico de tecnologías propias de cada región es el resultado de búsquedas, adaptaciones y combinaciones de los materiales que se encuentran fácilmente en las localidades de nuestro país. El Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI) ha informado de las estadísticas que deja este sismo en la región sur: 2689 heridos, 217495 damnificados, 35601 viviendas afectadas y 17584 viviendas destruidas. Asimismo, el tsunami de carácter local que afectó a la localidad de Camaná produjo la muerte de 23 personas y otros 64 fueron declarados como desaparecidos.

La gran cantidad de viviendas colapsadas recurrentemente cada vez que ocurre un sismo de gran magnitud es una muestra de las malas prácticas ingenieriles que se materializan en la precariedad de las viviendas, asociada a la aplicación de sistemas constructivos no apropiados para los materiales locales así como a la falta de un mantenimiento adecuado. A ello se agrega la descontextualización de los migrantes que traen las prácticas constructivas de su lugar de origen a zonas en las que no son apropiadas.

Como podemos notar, tenemos un gran vacío que llenar con respecto a las buenas prácticas constructivas que van de la mano con la ampliación y perfeccionamiento de los conocimientos a través de la investigación, que aporta herramientas a los diseñadores con las cuales podrán enfrentar a las fuerzas de la naturaleza.

1.2 Objetivos

Como objetivo general tenemos recopilar los registros sísmicos obtenidos en las tres estaciones acelerográficas existentes de la ciudad de Moquegua que forman parte de la Red Nacional de Acelerógrafos del CISMID-FIC-UNI y como objetivos específicos tenemos:

1. Hacer una selección en base a su aceleración máxima y a partir de ello determinar los espectros de respuesta de aceleración y velocidad.
2. Proponer un espectro de diseño y coeficiente sísmico para la ciudad de Moquegua.

CAPÍTULO 2 MOVIMIENTOS VIBRATORIOS, CUANTIFICACIÓN DE LOS TERREMOTOS Y EFECTOS DE SITIO

De acuerdo con la teoría conocida como “Modelo de Rebote Elástico”, los sismos son el resultado de un proceso de deformación elástica y acumulación de esfuerzos en una zona de la corteza que se mantiene hasta que se supera la resistencia del material. En este momento, la falla experimenta una dislocación, los esfuerzos se relajan parcial o totalmente de forma súbita y la energía elástica acumulada se libera bruscamente. Parte de la energía liberada se disipa en fenómenos no elásticos en la zona de ruptura y parte se propaga en forma de ondas sísmicas que hacen vibrar el terreno produciendo deformaciones y tensiones en el terreno por el cual se propagan.

2.1 Ecuación General del Movimiento y Tipos de Movimientos Vibratorios en Sistemas de un grado de libertad

Las vibraciones son libres cuando no existen fuerzas o acciones exteriores directamente aplicadas al sistema a lo largo del tiempo y son forzadas cuando existen acciones o excitaciones directamente aplicadas al sistema a lo largo del tiempo además de las fuerzas o momentos internos.

Tanto las vibraciones libres como las forzadas pueden subdividirse, dependiendo de la existencia o no de fuerzas resistentes que amortiguan el movimiento vibratorio en:

- Sin amortiguamiento, cuando no existe resistencia pasiva al movimiento del sistema.
- Con amortiguamiento, cuando existen resistencias pasivas al movimiento del sistema, es decir, fuerzas o momentos disipativos que amortiguan el movimiento vibracional.

Una estructura que tiene un grado de libertad y parámetros constantes se denomina sistema lineal simple. En la figura 3, se aprecia un modelo de un grado de libertad consistente en una masa rígida que solo puede desplazarse horizontalmente. Este movimiento es resistido por elementos elásticos sin peso, teniendo una constante de resorte total k y por un amortiguador que absorbe la energía del sistema.

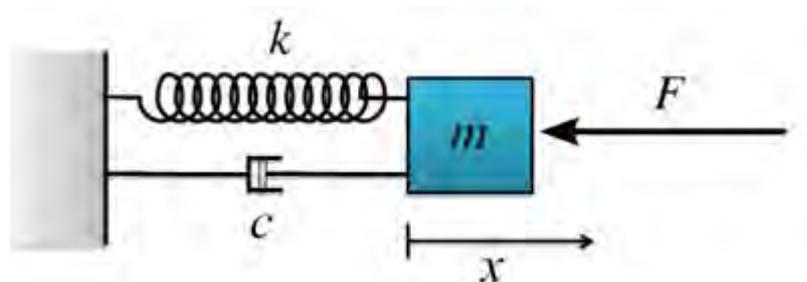


Fig. 3 – Sistema de 1 grado de libertad

Aplicando el Principio de D'Alembert, el problema dinámico de una masa m excitada por una fuerza externa F se puede escribir de la siguiente manera:

$$F_I + F_c + F_k = F \quad (1)$$

Dónde: $F_I = \text{Fuerza de inercia} = mx''$
 $F_c = \text{Fuerza del amortiguador} = cx'$
 $F_k = \text{Fuerza elástica} = kx$

Remplazando en (1) tenemos:

$$mx'' + cx' + kx = F \quad (2)$$

El problema dinámico mostrado en la figura 3, difiere del problema de excitación sísmica en que la carga es aplicada directamente a la estructura a través del movimiento del suelo $a(t)$, como se puede ver en la figura 4, y no existe fuerza externa ($F=0$) de tal manera que la ecuación (1) queda como:

$$F_I + F_c + F_k = 0 \quad (3)$$

La fuerza de inercia depende de la aceleración total de la masa x_t'' , que incluye una componente relativa a la base x'' , más la aceleración de la base $a(t)$: $x_t'' = x'' + a(t)$

Así, la fuerza de inercia puede expresarse como: $F_I = m x_t'' = mx'' + ma(t)$

Remplazando esta última expresión en (3) junto con las expresiones de la fuerza amortiguadora y la fuerza elástica, se obtiene la ecuación del movimiento debido al sismo:

$$mx'' + ma(t) + cx' + kx = 0 \quad (4)$$

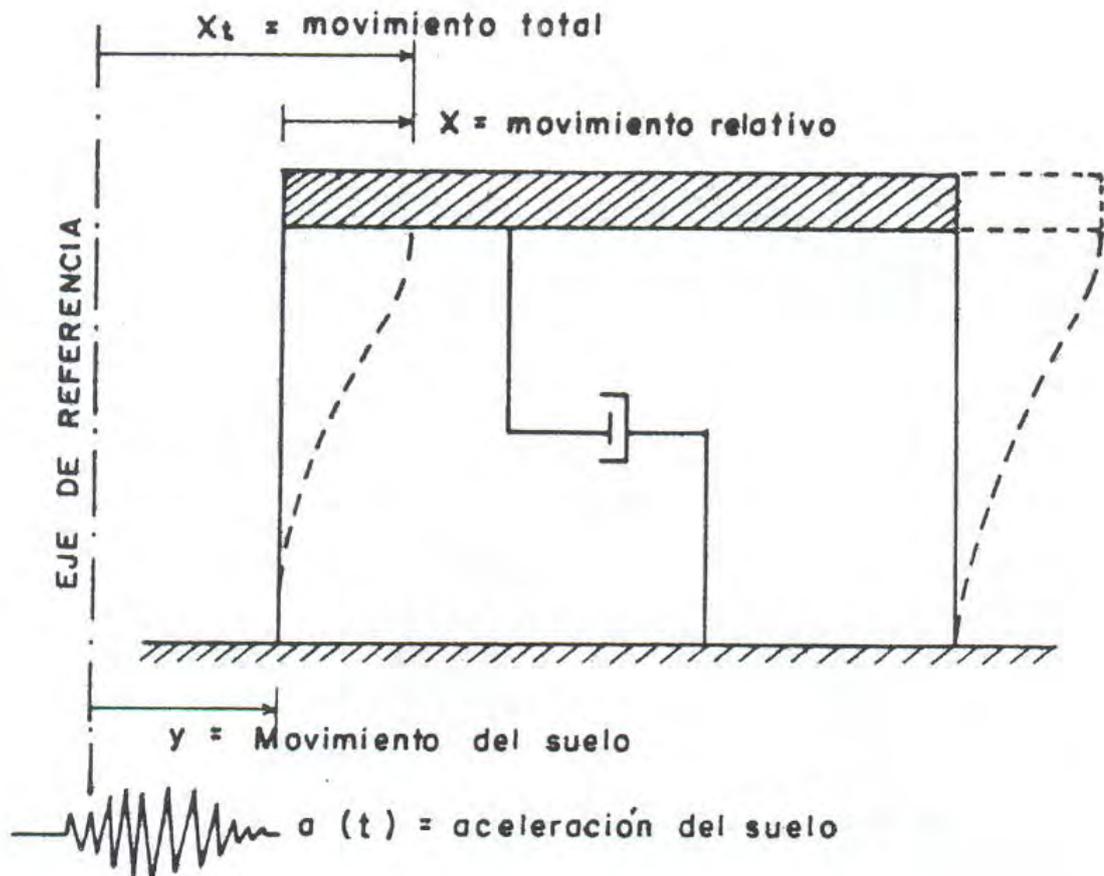


Fig. 4 – Excitación sísmica de un pórtico

Despejando el término que contiene la aceleración del suelo en (4)

$$mx'' + cx' + kx = -ma(t) = F \quad (5)$$

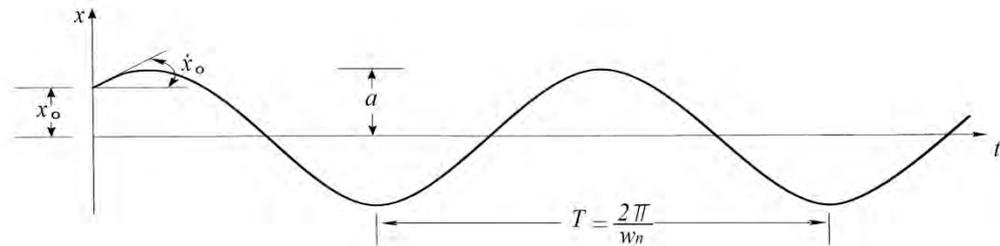
Comparando (2) y (5) vemos que $F = -ma(t)$ que es una carga efectiva resultante del movimiento del suelo, además se observa que la excitación sísmica es una carga dinámica equivalente al producto de la masa de la estructura por la aceleración del suelo cuyo signo negativo indica que la fuerza se opone a la aceleración del suelo.

Dependiendo de las condiciones iniciales y de la selección para el segundo miembro en (5), se obtienen todos los casos de vibraciones en sistemas de un grado de libertad.

2.1.1 Vibraciones libres sin amortiguamiento

La ecuación general de movimiento es: $mx'' + kx = 0$

Siendo la solución general de la forma: $x = a \sin(\omega_n t + \varphi)$



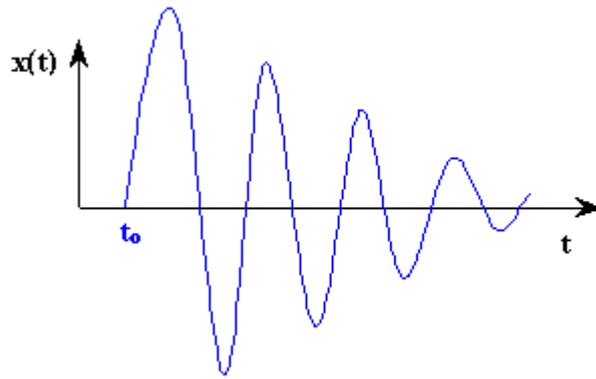
Donde a (amplitud) y φ (fase inicial) son constantes que se pueden determinar en cada caso particular con las condiciones iniciales. La frecuencia natural de la vibración y el periodo son respectivamente:

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

En este tipo de vibraciones se cumple el principio de la conservación de la energía mecánica, es decir, la suma de la energía cinética y el potencial elástico es constante e igual a la energía total comunicada inicialmente al sistema, por lo que se verifica la ecuación:

$$\frac{m}{2} x'^2 + \frac{k}{2} x^2 = Cte = \frac{1}{2} k a^2$$

2.1.2 Vibraciones libres con amortiguamiento



En todos los movimientos oscilantes reales, se disipa energía mecánica debido a algún tipo de fricción o rozamiento, de forma que dejado libremente a sí mismo, un muelle o péndulo finalmente deja de oscilar. Este movimiento se denomina amortiguado y se caracteriza porque tanto la amplitud como la energía mecánica disminuyen con el tiempo.

La ecuación diferencial que describe el movimiento es: $mx'' + cx' + kx = 0$; la ecuación característica es: $mr^2 + cr + k = 0$, cuyas raíces son iguales a: $r = -\frac{c}{2m} \pm \sqrt{\left(\frac{c}{2m}\right)^2 - \frac{k}{m}}$ pudiéndose presentar tres casos posibles:

Amortiguamiento supercrítico: $\frac{c^2}{4m^2} > \frac{k}{m} \rightarrow c > 2\sqrt{km}$

Las raíces r_1 y r_2 son reales y distintas. La solución de esta ecuación, amortiguada pero no armónica, es de la forma: $x = C_1e^{r_1t} + C_2e^{r_2t}$ donde C_1 y C_2 son las constantes de integración. El sistema no oscila, simplemente vuelve a la posición de equilibrio, cuanto mayor es el amortiguamiento, más tiempo tarda el sistema en alcanzar la posición de equilibrio.

Amortiguamiento crítico: $\frac{c^2}{4m^2} = \frac{k}{m} \rightarrow c = 2\sqrt{km} = c_{cr}$

La raíz de la ecuación característica es doble e igual a: $r = -\frac{c_{cr}}{2m}$. La solución amortiguada pero no armónica es de la forma: $x = e^{\frac{c_{cr}}{2m}t} (C_1 + C_2t)$.

El sistema vuelve a la posición de equilibrio en el tiempo más breve posible sin oscilación. El amortiguamiento crítico tiene una importancia especial porque separa los movimientos aperiódicos (no oscilatorios) de los oscilatorios amortiguados. Es decir, el valor crítico es la menor cantidad de amortiguamiento para que el sistema no oscile. En muchas aplicaciones prácticas se utiliza un amortiguamiento crítico, o próximo al crítico, para evitar vibraciones y conseguir que el sistema alcance el equilibrio rápidamente.

Amortiguamiento subcrítico: $\frac{c^2}{4m^2} < \frac{k}{m} \rightarrow c < 2\sqrt{km}$

Las raíces son imaginarias conjugadas e iguales a: $r = -\frac{c}{2m} \pm \sqrt{\frac{k}{m} - \left(\frac{c}{2m}\right)^2} i$
 en donde $w_n = \sqrt{\frac{k}{m} - \left(\frac{c}{2m}\right)^2}$ es la frecuencia de la vibración amortiguada. La
 solución de la ecuación es de la forma: $x = ae^{-\frac{c}{2m}t} \sin(w_n t + \varphi)$.

Esta solución es aproximadamente armónica, es decir, existe una cierta periodicidad en el movimiento con intervalos temporales medidos por el pseudoperiodo T' , que se puede expresar en función del periodo T correspondiente a la vibración no amortiguada a través de la relación:

$$T' = \frac{2\pi}{w'_n} = \frac{T}{\sqrt{1 - \left(\frac{c}{c_{cr}}\right)^2}}$$

En las vibraciones amortiguadas, por ser un movimiento aperiódico no se cumple el principio de conservación de la energía mecánica, pero si el de la energía total, de forma que la suma de la energía cinética, el potencial elástico y la energía disipada en forma de calor, debido a la existencia de amortiguamiento, se mantiene constante:

$$\frac{m}{2} x'^2 + \frac{k}{2} x^2 + c \int_0^t x'^2 dt = Cte$$

Los dos primeros términos disminuyen con el tiempo y la energía disipada tiende a alcanzar el valor máximo, es decir, existe transformación de energía mecánica en calorífica.

2.1.3 Vibraciones forzadas sin amortiguamiento

Para mantener un sistema oscilando es necesario suministrar energía al sistema, cuando esto se lleva a cabo se dice que la vibración es forzada. Si se introduce energía en el sistema a un ritmo mayor del que se disipa, la energía aumenta con el tiempo, lo que se manifiesta por un aumento de la amplitud del movimiento. Si la energía se proporciona al mismo ritmo que se disipa, la amplitud permanece constante con el tiempo.

La ecuación diferencial del movimiento, teniendo en cuenta que la fuerza es de tipo periódico es: $mx'' + kx = F = F_0 \cos(wt)$, donde F_0 es la amplitud y w la frecuencia de la fuerza excitadora. La solución general de la ecuación diferencial se obtiene añadiendo a la solución general de la homogénea una solución particular de la forma $x = x_h + x_p$. La ecuación característica es $mr^2 + k = 0$, las raíces de esta ecuación son imaginarias conjugadas $r = \pm \sqrt{\frac{k}{m}} i$ y la solución general de la homogénea es $x_h = a \sin(w_n t + \varphi)$. La solución particular de la completa es $x_p = A \cos wt$. Así, la solución general tiene por expresión:

$$x = a \cos(w_n t + \varphi) + \frac{F_0/k}{1 - \left(\frac{w}{w_n}\right)^2} \cos wt$$

En todo sistema no amortiguado y forzado armónicamente, el movimiento resultante se compone de la suma de dos armónicos, uno de frecuencia natural w_n y otro de frecuencia w de la fuerza exterior. La amplitud del primero depende de las condiciones iniciales y se anula para unos valores particulares, la amplitud del segundo depende de la proximidad de ambas frecuencias a través de la expresión denominada factor de resonancia:

$$\rho = \frac{1}{1 - \left(\frac{w}{w_n}\right)^2}$$

2.1.4 Vibraciones forzadas con amortiguamiento

La ecuación diferencial del movimiento, teniendo en cuenta que la fuerza es de tipo periódico, $F = F_0 \text{sen } wt$, es de la forma:

$$mx'' + cx' + kx = F$$

La ecuación característica correspondiente a la ecuación diferencial homogénea es $mr^2 + cr + k = 0$. Se supone amortiguamiento inferior al crítico para que resulte una vibración, la solución general se obtiene añadiendo a la solución de la ecuación diferencial de la homogénea una solución particular de la completa ($x = x_h + x_p$), resultando:

$$x = a e^{\frac{c}{2m}t} \text{sen}(w_n t + \varphi) + A \text{sen}(wt - \vartheta)$$

Esta solución consta de dos partes, una solución transitoria, en la que el primer término (x_h), al cabo de un tiempo generalmente breve, se reduce a un valor despreciable, y la solución estacionaria (x_p), en la que el sistema oscila con frecuencia w , amplitud A constante y desfase ϑ cuyas expresiones son:

$$\tan \vartheta = \frac{cw}{k - mw^2}; A = \frac{F_0/mw_n^2}{\sqrt{\left[1 - \left(\frac{w}{w_n}\right)^2\right]^2 + \left(2\frac{cw}{c_{cr}w_n}\right)^2}}$$

2.1.5 Sistemas con Múltiples Grados de Libertad

El estudio general de los sistemas con N grados de libertad (gdl) no es posible sin echar mano de la formulación matricial y del uso intensivo de resultados y propiedades del Álgebra Lineal.

Un sistema con N gdl es aquél que precisa de N parámetros o coordenadas para que su posición y configuración deformada quede definida. Por regla general, aunque no siempre, se suelen tomar como coordenadas del sistema los desplazamientos de un conjunto de puntos llamados NUDOS. La hipótesis de discretización realizada para pasar del sistema continuo a uno de N gdl implica que el desplazamiento de un punto cualquiera puede ser calculado a partir de los desplazamientos de dichos nudos.

Una vez elegidos los grados de libertad del sistema, pueden definirse los coeficientes de rigidez, inercia y amortiguamiento del modo siguiente:

- **Coefficiente de rigidez k_{ij} :** fuerza que hay que aplicar según el gdl i para producir un desplazamiento unidad según el gdl j , y cero según todos los demás gdl.
- **Coefficiente de inercia m_{ij} :** fuerza que hay que aplicar según el gdl i para producir una aceleración unidad según el gdl j y cero según todos los demás gdl.
- **Coefficiente de amortiguamiento c_{ij} :** fuerza que hay que aplicar según el gdl i para que aparezca una velocidad unidad según el gdl j y cero según todos los demás gdl.

El modo de calcular los coeficientes k_{ij} , m_{ij} y c_{ij} es propio del método de discretización que se adopte. A su vez, los coeficientes k_{ij} , m_{ij} y c_{ij} se pueden agrupar formando matrices llamadas matriz de rigidez $[K]$, matriz de inercia $[M]$ y matriz de amortiguamiento $[C]$.

Para determinar la Ecuación General de Movimiento de un sistema de N gdl, si el sistema es lineal, se podrá aplicar el Principio de Superposición: la fuerza exterior que actúa sobre un grado de libertad debe estar en equilibrio con las fuerzas que producen el desplazamiento, velocidad y aceleración, en ese grado de libertad y en todos los demás; utilizando los coeficientes definidos, esta condición puede establecerse analíticamente:

$$\sum_{j=1}^n k_{ij}x_j + \sum_{j=1}^n c_{ij}\dot{x}_j + \sum_{j=1}^n m_{ij}\ddot{x}_j = f_i(t) \quad i=1,2,\dots,n$$

Obteniendo un sistema de N ecuaciones diferenciales ordinarias de segundo orden que puede establecerse con notación matricial de la siguiente forma:

$$[M] \cdot \{\ddot{\mathbf{x}}\} + [C] \cdot \{\dot{\mathbf{x}}\} + [K] \cdot \{\mathbf{x}\} = \{\mathbf{f}(t)\}$$

Obteniéndose la ecuación general de movimiento para un sistema de N grados de libertad.

2.2 Cuantificación de los terremotos

Existen muchos parámetros que nos permiten cuantificar el “tamaño” de un terremoto; antes del desarrollo de los instrumentos de medición modernos, los métodos que cuantificaban el tamaño de los terremotos, estaban basados en una evaluación cualitativa de los efectos del sismo. El desarrollo de los sismógrafos, han permitido el desarrollo de números métodos cuantitativos que miden el tamaño de los sismos.

Entre los principales métodos para medir el tamaño de un terremoto tenemos: el momento sísmico, la intensidad, la magnitud y la energía sísmica.

2.2.1 Momento Sísmico

La Teoría de Rebote Elástico fue usada para desarrollar el método de medición de terremotos denominado Momento Sísmico. El Momento Sísmico de un terremoto viene dado por la siguiente expresión:

$$M_0 = \mu A \bar{D}$$

Dónde μ es módulo de rigidez, A es el área de la falla o ruptura y \bar{D} el desplazamiento medio sobre el plano de falla. El Momento Sísmico evalúa directamente el tamaño del terremoto midiendo sobre el terreno el desplazamiento causado por el sismo y estimando la superficie afectada por medios geológicos o sismológicos (área de réplicas). El momento sísmico, correlaciona bien con la energía liberada durante el sismo y puede ser estimado de los registros geológicos obtenidos en los terremotos históricos o también de las componentes de periodos largos en los sismogramas.

De hecho, el Momento Sísmico es el mejor parámetro para determinar el tamaño de un terremoto por relacionarse directamente con las dimensiones de la fuente.

2.2.2 Intensidad del terremoto

La intensidad es el parámetro de cuantificación sísmica más antiguo que existe. Es una descripción cualitativa de los efectos de un terremoto en una localidad en particular, de la evidencia de los daños observados y de la reacción humana en el lugar. Probablemente sea el parámetro de cuantificación de mayor interés en la ingeniería; dado que la descripción cualitativa de los efectos de los terremotos puede ser conseguida en los registros históricos, el concepto de intensidad puede ser aplicado a los registros históricos para determinar la localización y tamaño de los terremotos ocurridos antes del desarrollo de los instrumentos de medición. Esta aplicación puede ser muy útil en la caracterización de los rangos de recurrencia de los terremotos de diferentes tamaños en varios lugares, lo que es un paso crítico en la evaluación de las probabilidades del riesgo sísmico.

Actualmente, las escalas más utilizadas para medir la intensidad sísmica son la Mercalli Modificada (MM) y la MSK. La primera fue propuesta por Mercalli en 1902 y modificada por Wood y Newman en 1931 y Richter en 1956 y la segunda escala se debe a los trabajos de Medvedev, Sponheuer y Karnik en 1967. Ambas escalas tienen XII grados y son muy similares, siendo la primera más utilizada en América y la segunda en Europa.

Con respecto a la escala Mercalli Modificada, los niveles bajos de la escala están asociados por la forma en que las personas sienten el temblor, mientras que los grados más altos se relacionan con el daño estructural observado. La tabla 4 es una guía aproximada de los grados de la Escala de Mercalli Modificada.

En la estimación de la intensidad sísmica se suelen utilizar dos parámetros: la intensidad máxima (I_{max}) y la intensidad epicentral (I_o). Estos parámetros no siempre coinciden espacialmente ya que los máximos de intensidad observada pueden situarse fuera de la región epicentral. I_o suele tomarse como medida del terremoto. La gran mayoría de daño ocasionado por los terremotos corresponde a sismos con intensidad superior a VII en la escala de MM.

El principal inconveniente de la intensidad es que su evaluación, en gran medida, es subjetiva. Además, la separación entre dos grados consecutivos no es uniforme a lo largo de la escala y la asignación de uno u otro valor a un terremoto concreto no es a veces fácil. Tampoco toma en cuenta las condiciones previas del emplazamiento por lo que la evaluación puede ser equivocada.

Tabla 4 – Escala Mercalli Modificada (USGS)

Grado	Descripción
I – Muy débil	Imperceptible para la mayoría excepto en condiciones favorables. Aceleración menor a 0,5 Gal
II – Débil	Perceptible sólo por algunas personas en reposo, particularmente aquellas que se encuentran ubicadas en los pisos superiores de los edificios. Los objetos colgantes suelen oscilar. Aceleración entre 0,5 y 2,5 Gal
III – Leve	Perceptible por algunas personas dentro de los edificios, especialmente en pisos altos. Muchos no lo perciben como un terremoto. Los automóviles detenidos se mueven ligeramente. Sensación semejante al paso de un camión pequeño. Aceleración entre 2,5 y 6,0 Gal
IV - Moderado	Perceptible por la mayoría de personas dentro de los edificios, por pocas personas en el exterior durante el día. Durante la noche algunas personas pueden despertarse. Perturbación en cerámica, puertas y ventanas. Las paredes suelen hacer ruido. Los automóviles detenidos se mueven con más energía. Sensación semejante al paso de un camión grande. Aceleración entre 6,0 y 10 Gal
V – Fuerte	Sacudida sentida casi por todo el mundo y algunas piezas de vajilla o cristales de ventanas se rompen; pocos casos de agrietamiento de aplanados; caen objetos inestables. Se observan perturbaciones en los árboles, postes y otros objetos altos. Se detienen los relojes de péndulo. Aceleración entre 10 y 20 Gal
VI – Bastante fuerte	Sacudida sentida por todo el mundo. Algunos muebles pesados cambian de sitio y provoca daños leves, en especial en viviendas de material ligero. Aceleración entre 20 y 35 Gal
VII – Muy fuerte	Ponerse de pie es difícil. Muebles dañados. Daños insignificantes en estructuras de buen diseño y construcción. Daños leves a moderados en estructuras ordinarias bien construidas. Daños considerables en estructuras pobremente construidas. Mampostería dañada. Perceptible por personas en vehículos en movimiento. Aceleración entre 35 y 60 Gal
VIII – Destructivo	Daños leves en estructuras especializadas. Daños considerables en estructuras ordinarias bien construidas, posibles derrumbes. Daño severo en estructuras pobremente construidas. Mampostería seriamente dañada o destruida. Muebles completamente sacados de lugar. Aceleración entre 60 y 100 Gal
IX – Ruinoso	Pánico generalizado. Daños considerables en estructuras especializadas, paredes fuera de plomo. Grandes daños en importantes edificios, con derrumbes parciales. Edificios desplazados fuera de las bases. Aceleración entre 100 y 250 Gal
X – Desastroso	Algunas estructuras de madera bien construidas quedan destruidas. La mayoría de las estructuras de mampostería y el marco destruido con sus bases. Rieles doblados. Aceleración entre 250 y 500 Gal
XI – Muy desastroso	Pocas estructuras de mampostería, si las hubiera, permanecen en pie. Puentes destruidos. Rieles curvados en gran medida. Aceleración mayor a 500 Gal
XII - Catastrófico	Destrucción total con pocos supervivientes. Los objetos saltan al aire. Los niveles y perspectivas quedan distorsionados. Imposibilidad de mantenerse en pie

2.2.3 Magnitud del terremoto

Con el desarrollo de las técnicas modernas de instrumentación se ha podido determinar objetivamente la medición cuantitativa del tamaño de un terremoto. A diferencia de la intensidad, la magnitud es una medida instrumental que se relaciona con la energía sísmica liberada en el foco y transmitida por ondas sísmicas. La magnitud es una constante que no depende del lugar de observación, se basa en la medición de alguna característica de la vibración del terreno; como mide la energía transmitida por las ondas sísmicas, este parámetro en sus diferentes escalas, se relaciona directa o indirectamente con las amplitudes de las fases registradas.

La magnitud fue inicialmente definida por Richter (1935) para los terremotos del Sur de California (lo que se conoce actualmente como magnitud local M_L) como el logaritmo decimal de la máxima amplitud, expresada en micrones, del registro obtenido en un sismógrafo Wood – Anderson ubicado a una distancia de 100 km del epicentro del terremoto. Matemáticamente es la diferencia entre los logaritmos de la máxima amplitud de la traza y del término de corrección de la distancia, que se deduce empíricamente. El sismógrafo de torsión Wood –

Anderson tiene un periodo propio de 0.85seg, una amplificación de 2800 y un factor de amortiguamiento igual a 0.80.

La magnitud de Richter evalúa la energía sísmica vinculada a las altas frecuencias, por lo que es particularmente interesante en ingeniería.

La magnitud local (M_L) de Richter es la escala de magnitud más conocida pero no siempre es la escala más apropiada para describir el tamaño de un terremoto; por ejemplo, no hace distinción entre los diferentes tipos de ondas habiendo sido necesario desarrollar otras escalas que determinen la magnitud en función de la amplitud de algún tipo de onda en particular.

Para los sismos más alejados, se definen dos tipos de magnitud: m_b (magnitud de ondas de cuerpo – Gutenberg 1945) y M_s (magnitud de ondas de superficie – Gutenberg y Richter 1936) según se mida la amplitud de ondas internas (generalmente P) o de ondas superficiales (ondas Rayleigh de aproximadamente 20seg de periodo).

La escala m_b se utiliza preferentemente para terremotos regionales y lejanos de magnitud inferior a 6.5 o de gran profundidad, ya que en ambos casos no se generan ondas superficiales de suficiente amplitud. La magnitud de ondas de cuerpo es la escala más común basada en la amplitud de los primeros ciclos cortos de las ondas P las cuales no están fuertemente influenciadas por la profundidad focal. La magnitud de ondas de cuerpo puede ser expresada como:

$$m_b = \log A - \log T + 0.01\Delta + 5.9$$

Donde A es la amplitud de las ondas P en micrómetros y T es el periodo de las ondas P que usualmente está en el rango de 1seg.

Para largas distancias epicentrales, las ondas de cuerpo son atenuadas y diseminadas lo suficiente como para que el movimiento sísmico sea dominado por las ondas superficiales. La escala M_s es la más conocida magnitud basada en la amplitud de las ondas de Rayleigh que mide la energía correspondiente a periodos de 20seg. La magnitud de las ondas superficiales se obtiene de:

$$M_s = \log A + 1.66 \log \Delta + 2.0$$

Donde A es el desplazamiento máximo del terreno en micrómetros y Δ es la distancia epicentral medida en grados (360° corresponden a la circunferencia de la tierra). Hay que notar que la magnitud de ondas de superficie está basada en la amplitud máxima de los desplazamientos del terreno más que en la amplitud de la traza máxima de un sismógrafo en particular por lo que puede ser determinada en cualquier tipo de sismógrafo. La magnitud de las ondas superficiales es comúnmente utilizada para describir sismos superficiales (menores a 70 km aproximadamente de profundidad focal) y distancias moderadas a largas (aproximadamente 1000 km).

Para los terremotos de magnitud moderada, la relación empírica entre ambas escalas es:

$$m_b = 2.5 + 0.63M_s$$

Un valor de M_s igual a 1.5 corresponde al sismo más pequeño que puede ser sentido en la zona epicentral y otro igual a 3 a los que se sienten hasta una distancia de 20 km. Un evento de $M_s = 4.5$ produce un daño pequeño en las proximidades del epicentro y uno de 6 es destructivo en un área limitada. Los de 7.5 están en el límite de los grandes terremotos (Bullen y Bolt, 1985).

Para sismos pequeños y regionales se define la magnitud m_{bLg} que utiliza ondas Lg, cuyo periodo predominante es 1 seg. Coincide con m_b medida a mayores distancias; sin embargo, para magnitudes menores que 5, m_{bLg} tiende a ser mayor que M_L .

Las escalas de magnitud se saturan a partir de un determinado valor, debido entre otros motivos, a que la respuesta del sismógrafo es limitada tanto para las amplitudes como para las frecuencias. La saturación tiene lugar aproximadamente hacia 6.5 para la escala m_b y en torno a 7.5 para la escala M_s . Esta limitación se supera con la escala M_w introducida por Kanamori en 1977, que se basa en el Momento Sísmico Escalar M_o (en dinas – cm) el cual es una medición directa de los factores que producen la ruptura a lo largo de la falla. La relación es:

$$M_w = \frac{1}{1.5} \log M_o - 10.7$$

Esta escala permite extender la evaluación del tamaño hasta $M_w = 9.5$ que es por ejemplo el valor del terremoto de Chile de 1960 con un $M_s = 8.3$.

La saturación de los registros debida a la alta amplificación de los equipos registradores, ha movido a definir escalas de magnitud local basadas en la duración de la señal t . Estas escalas, muy usadas en los estudios de sismicidad tienen la forma siguiente:

$$M_t = a \log t - bt + c\Delta$$

Donde Δ es la distancia epicentral en kilómetros y a, b y c son coeficientes que se determinan de manera que los valores obtenidos correspondan con los de M_L .

La magnitud de un terremoto también se ha correlacionado con la longitud de la falla que lo generó. Por ejemplo, para sismos locales producidos en segmentos cortos de falla, Darragh y Bolt (1987) propusieron la relación:

$$M_L = (3.82 \pm 0.289) + (1.58 \pm 0.52) \log L$$

Siendo L la longitud de la falla expresada en kilómetros. Con datos estadísticos mundiales, Bolt (1978) estableció la relación:

$$M_s = 6.03 + 0.76 \log L$$

Teniendo una orientación más aplicada a la Ingeniería Sísmica, Ambraseys, y Tchalenko (1968) propusieron las siguientes ecuaciones:

$$L = e^{(1.15 M_s - 3.35)}$$

$$L = e^{(1.60 M_s - 7.56)}$$

$$L = e^{(1.62 M_s - 8.58)}$$

La segunda ecuación es el mejor ajuste y las otras dos marcan los límites superior e inferior respectivamente. Este tipo de relaciones constituye uno de los procedimientos para estimar el terremoto máximo potencial asociado a una falla en los estudios de peligro sísmico.

Por último, el Momento Sísmico es en realidad el mejor parámetro para estimar el tamaño de un sismo por relacionarse directamente con las dimensiones de la fuente. En cambio, la magnitud solo evalúa la energía sísmica asociada a un determinado periodo y su entorno (Herraiz Sarachaga, 1997).

2.2.4 Energía del terremoto

La energía sísmica liberada en un terremoto, que se transmite en forma de ondas, medida en ergios, se relaciona con la magnitud a partir de las expresiones (Gutenberg y Richter, 1956)

$$\log E_s = 5.8 + 2.4m_b$$

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

Un aumento de una unidad de magnitud M_s se traduce en la multiplicación de la energía liberada por un factor de aproximadamente 31.5.

Por ejemplo, un terremoto de magnitud 7 en M_s libera solo 10^3 veces más energía que uno de magnitud 5, lo cual es un indicativo de la ineficiencia de los terremotos pequeños en liberar la presión de la energía acumulada que causa los terremotos largos.

2.3 Efectos de Sitio

Las condiciones locales pueden influenciar enormemente todas las características importantes de un sismo (amplitud, contenido de frecuencias y duración). La extensión de esta influencia depende del tipo de ondas incidentes, de la topografía de la zona y la condición local del sitio, que comprende la geología del entorno inmediato y las características del suelo.

El papel jugado por el tipo de ondas ha sido estudiado considerando ondas P, SV, SH y Rayleigh y se ha demostrado que condiciona drásticamente el efecto de los otros dos factores. Por ejemplo, una superficie plana libre duplica la amplitud de las ondas SH polarizadas horizontalmente, cualquiera que sea su dirección de incidencia por lo que no hay variaciones laterales para este tipo de ondas. Sin embargo para las ondas SV el efecto es muy complejo. Para incidencia en el ángulo crítico ($\theta_c = \sin^{-1} \beta/\alpha$), la superficie plana amplifica extraordinariamente la componente horizontal del desplazamiento en la superficie. Si se considera una montaña, Bard (1982) halló que la amplificación teórica del desplazamiento en la cresta es un 10% superior a la correspondiente a la superficie plana para las ondas P, un 30% para las ondas SV y un 38% para las ondas SH.

La influencia de la topografía ha sido estudiada para casos muy diferentes: superficie plana libre, depresiones con sedimentos, montañas y cañones de secciones variadas (Geli 1988). Los efectos causados por las irregularidades en la topografía, pueden ser

estimadas con una solución exacta a partir de la idealización de un problema (Aki 1988); por ejemplo, para una cuña triangular infinita sujeta verticalmente a la propagación de una onda SH (con las partículas en movimiento paralelas a su eje), el desplazamiento de la cresta se verá amplificado por un factor de $2\pi/\phi$ donde ϕ es el ángulo del vértice de la cuña (figura 5a). Este esquema puede ser usado para aproximarse a los efectos topográficos en ciertos casos de cadenas de valles (figura 5b). Como resultado de los trabajos teóricos se ha deducido la existencia de amplificaciones en la cumbre de una montaña, especialmente cuando la longitud de onda incidente es comparable a la anchura de su base. Este efecto puede verse multiplicado por 1.5 cuando la montaña no está aislada sino que forma parte de una cadena de perfil sinusoidal (Bart 1982, Bart y Tucker 1985).

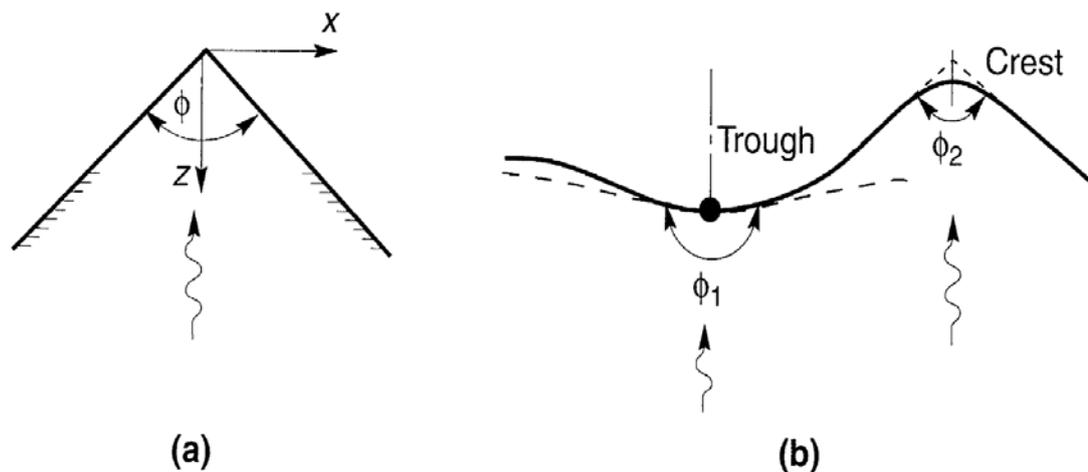


Fig. 5 – Caracterización simple de las irregularidades topográficas: (a) notación de una cuña triangular; (b) aproximación de una depresión y una cresta en la superficie del terreno a través de una cuña

En las laderas de las montañas también se generan amplificaciones pero son de menor intensidad y generalmente van acompañadas de variaciones rápidas de fase que producen grandes movimientos diferenciales. Por su parte, el movimiento en la zona de la base experimenta modificaciones muy variadas según el tipo de ondas incidentes y su longitud.

Para las depresiones topográficas, la amplificación depende fuertemente del ángulo de incidencia, siendo máxima en los bordes y negativa en el centro. La influencia de la forma es menor. En el caso de los valles cubiertos con sedimentos como los de México D.F., el movimiento se ve marcadamente amplificado y prolongado en el interior. El efecto aumenta cuando la relación entre el espesor de los sedimentos y la anchura del valle disminuye (Bard y Bouchon, 1980).

Los efectos de la topografía, afectan más las componentes horizontales que las verticales, lo que debe ser tenido en cuenta en el diseño sísmo resistente.

Desde el punto de vista de las características locales, los suelos se clasifican habitualmente en: roca, suelos intermedios y suelos blandos (Trifunac y Brady, 1985). Los estudios efectuados en EEUU y Japón, indican que los suelos blandos tienen amplificaciones mayores que las rocas para los periodos largos pero que la relación tiende a invertirse para los periodos cortos. El periodo para el que tiene lugar el

cambio se llama periodo de cruce y en los países mencionados se sitúa en torno a los 0.2seg (Trifunac, 1976). Las amplificaciones que tienen lugar por encima de este periodo son mayores que las que ocurren para periodos inferiores. Las aceleraciones picos son independientes de las condiciones locales del emplazamiento pero la velocidad y el desplazamiento máximos muestran valores más altos para suelos que para roca. Teniendo en cuenta lo anterior, puede afirmarse que los suelos blandos actúan como filtros paso-baja y amplifican las ondas de largo periodo por lo que son particularmente peligrosos para las edificaciones elevadas que tienen mayor flexibilidad y por tanto periodos propios más largos. A su vez, los suelos duros pueden resultar inseguros para las edificaciones rígidas.

La variación de la respuesta del suelo con la frecuencia puede producir el efecto de resonancia, que se genera cuando el periodo predominante del movimiento coincide con el periodo propio del suelo. También puede originar procesos de atenuación de la amplitud cuando la relación entre estos periodos da lugar a interferencias destructivas.

Otro factor decisivo para la respuesta del suelo es la razón de impedancia (producto de la velocidad por la densidad) entre las capas más superficiales. Las amplificaciones son mayores cuando esta razón aumenta.

La respuesta sísmica del emplazamiento también depende estrechamente de la frecuencia de las ondas y de las condiciones geológicas del entorno. Este fenómeno ya fue puesto de relieve por Aki (1969) mediante el estudio de la coda de terremotos locales. De acuerdo con sus resultados, la amplificación a 1.5Hz es mucho mayor para sedimentos jóvenes que para granito y sedimentos viejos. Más tarde, Tsujiura (1978) comparó el efecto local para ondas P, S y codas encontrando una mayor estabilidad del factor de amplificación para estas últimas, confirmando así su utilidad para el análisis de emplazamientos.

CAPÍTULO 3

ANÁLISIS SIMPLIFICADO DE LOS ACELEROGRAMAS

La tierra en ningún momento está quieta, ella está vibrando continuamente en un rango de periodos que van de los milisegundos a días y en amplitudes que van de los nanómetros a los metros. La gran mayoría de las vibraciones son tan débiles que ellas no pueden ser sentidas o incluso detectadas sin equipos especiales de medición. Esta actividad micro sísmica es de gran importancia para los sismólogos, más que para los ingenieros sísmicos. La ingeniería sísmica está interesada en los movimientos del terreno que son lo suficientemente fuertes para afectar a las personas y su medio ambiente (Kramer - 1996).

La vibración del suelo o de una estructura puede caracterizarse analizando la evolución temporal de los desplazamientos, las velocidades y las aceleraciones. Mientras que para las estaciones en campo lejano los sismógrafos registran velocidades o desplazamientos, los equipos que estudian los movimientos en el campo próximo generalmente registran aceleraciones y por ello se llaman acelerógrafos. La elección de este parámetro que se expresa en gal (cm/seg^2) o en valores de la aceleración de la gravedad (g) se debe a que los desplazamientos en campo próximos pueden alcanzar amplitudes tan grandes que se imposibilita su registro. Además, es más fácil obtener velocidades y desplazamientos a partir de la aceleración mediante la integración numérica simple y doble que hacer el proceso contrario de diferenciar para obtener la aceleración a partir de la velocidad o el desplazamiento (Herráiz Sarachaga – 1997).

El movimiento de un punto del terreno por la acción de un sismo puede ser completamente descrito por 3 componentes de traslación y 3 componentes de rotación. En la práctica, la componente de rotación es despreciada y sólo las 3 componentes ortogonales de traslación son medidas.

Básicamente un acelerógrafo consta de 3 sensores que detectan el movimiento en dos componentes horizontales (N-S y E-W) y una vertical, un sistema de discriminación de señales y un equipo de registro. El movimiento del suelo es transformado en impulsos eléctricos los cuales, después de ser amplificados, pasan al sistema de discriminación. Si la señal reúne las condiciones programadas previamente, el sistema se activa generando un acelerograma analógico o digital.

En cuanto al equipo usado para obtener los acelerogramas, se trata del acelerógrafo Etna de Kinematics, el cual es un acelerógrafo para movimientos fuertes de alto rango dinámico, que registra la aceleración del suelo provocada por un sismo en función del tiempo. Basado en la tecnología Altus de Kinematics, el Etna provee una resolución superior para satisfacer las necesidades en aplicaciones de alto rango dinámico, donde la fidelidad de la señal y la integridad de los datos son vitales.

El equipo modelo Etna viene equipado con 3 canales, cuenta con un acelerómetro triaxial Episensor externo y con un rango de +/- 2g. Así mismo, este equipo cuenta con un receptor de GPS para el control del tiempo y localización de la estación central, además de una memoria PCMIA de 64 Mb para el almacenamiento de los eventos sísmicos. La configuración de parámetros se realiza por medio de puerto serial RS-232, telemetría de tiempo real y recepción de eventos.

Desarrollado para Microsoft Windows, los software QuickTalk® y QuickLook® proveen un ambiente amigable al usuario, para realizar la configuración del sistema, comunicaciones y análisis somero de datos rápido y fácil.



Fig. 6 – Acelerógrafo Etna de Kinemetrics

3.1 Correcciones sobre los acelerogramas

El acelerograma así obtenido, presenta una serie de errores que deberán ser corregidos para que dicho registro sea apto para ser utilizado; dado que las aplicaciones modernas de la teoría de vibración estructural en el diseño sísmo resistente de estructuras e investigaciones en sismología requieren datos precisos de aceleración sobre una banda ancha de frecuencias, es necesario hacer correcciones a los acelerogramas sin corregir.

3.1.1 Corrección Instrumental

Consiste en la convolución del registro con la función de transferencia del instrumento. Para ello, debemos conocer las constantes de calibración del instrumento como son la sensibilidad del acelerómetro, la frecuencia natural w_n , y el amortiguamiento c obteniéndose así un acelerograma corregido.

3.1.2 Corrección de línea base o corrección de ceros

A veces ocurre que los valores del acelerograma se encuentran desplazados respecto a la línea cero de la aceleración. Este error puede ocurrir porque el acelerógrafo no está perfectamente nivelado en su emplazamiento o bien porque el sistema de registro provoca una deriva de los datos respecto a la línea de base. Aunque este error puede ser inapreciable en aceleración, puede ser muy importante cuando se obtienen la velocidad y el desplazamiento por integración, ya que estamos compatibilizando el área que hay entre la curva de aceleración y la línea de base.

Existen varias posibilidades para corregir la línea base de un registro, algunas de ellas son:

Corrección Normal

En este caso, la corrección consiste en restar una constante a todo el registro sísmico. Esta constante es el promedio de los valores del registro comprendidas entre los cursores. La corrección sin embargo se aplica a todo el registro sísmico. La corrección es tal que después de ser aplicada, el promedio de los valores comprendido entre los cursores (región 2 de la figura 7) es cero.

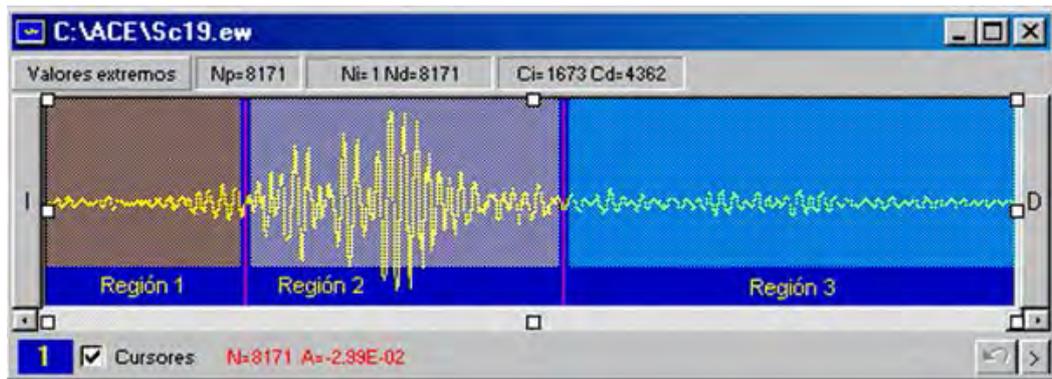


Fig. 7 – Corrección Normal de línea base

Corrección de tres líneas

En este caso, la parte visible del registro se divide en tres regiones, a cada una de las cuales se aplica una corrección diferente. La primera región está comprendida entre el inicio de la parte visible y el cursor izquierdo, la segunda región está delimitada por los cursores y la tercera región empieza en el cursor derecho y termina al final de la parte visible del registro como se puede ver en la figura 7 líneas arriba.

En cada región se aplicará una corrección lineal, de tal manera que la aceleración corregida $A_c(t)$ será igual a:

$$A_c(t) = A(t) - (a_i + b_i t) \quad i = 1, 2, 3$$

Donde $A(t)$ es la aceleración original, i vale 1, 2 o 3 dependiendo de la región. Los valores de a_i y b_i se determinan de diferente manera dependiendo de la opción seleccionada:

Opción 1

$a_1 = b_1 = 0$ (no se hace corrección alguna en la primera región)

a_3 y b_3 resultan de un ajuste lineal de mínimos cuadrados con los puntos del registro que están en la región 3.

a_2 y b_2 son tales que se unen las rectas ya determinadas en la región 1 y 3.

Opción 2

$a_1 = 0$ y b_1 resulta del ajuste con ordenada al origen 0 y pendiente libre de los valores del registro en la región 1.

a_3 y b_3 resultan de un ajuste lineal de mínimos cuadrados con los puntos del registro que están en la región 3.

a_2 y b_2 son tales que se unen las rectas ya determinadas en las regiones 1 y 3.

Opción 3

$a_1 = 0$ y b_1 resulta del ajuste con ordenada al origen 0 y pendiente libre de los valores de aceleración en la región 1.

a_2 es la ordenada final de la recta calculada para la región 1, b_2 resulta de un ajuste de mínimos cuadrados a los puntos de la región 2 con pendiente (b_2) libre y ordenada al origen igual a a_2 .

a_3 es la ordenada final de la recta calculada para la región 2, b_3 resulta de un ajuste de mínimos cuadrados a los puntos de la región 3 con pendiente (b_3) libre y ordenada al origen igual a a_3 .

Corrección parabólica de línea base

Las bases de las técnicas de ajustar la línea base es encontrar una curva que se aproxima al error de período largo en el registro, esto es el error de la línea base. Esta curva es entonces restada de los registros para obtener el ajuste requerido.

La corrección más simple es ajustar una línea recta al registro de aceleración, lo que minimizará la suma de los cuadrados de los residuos. La forma de la línea base es:

$$y(t) = c_0 + c_1 t$$

donde t es el tiempo. El residuo a cualquier tiempo t será la diferencia entre el registro original $a(t)$ y la línea base $y(t)$:

$$r = a(t) - y(t) = a(t) - c_0 - c_1 t$$

La suma de los cuadrados de los residuos es $R = \sum r^2$, el mínimo valor de R es determinado usando las condiciones:

$$\frac{\partial R}{\partial c_0} = 0 \quad \text{y} \quad \frac{\partial R}{\partial c_1} = 0$$

Esto lleva a las ecuaciones:

$$c_1 = \left(\frac{12}{T^2}\right) \left[\frac{v(T)}{2} - \frac{d(T)}{T}\right]$$

$$c_0 = \frac{v(T)}{T} - \frac{c_1 T}{2}$$

Donde T es la duración total del registro, $v(T)$ y $d(T)$ son los registros en el tiempo de la velocidad y desplazamiento respectivamente (Boore, 2001). Ellos son determinados usando el siguiente esquema de integración numérica:

$$\Delta t = t[n + 1] - t[n]$$

$$v[n + 1] = v[n] + \left(\frac{\Delta t}{2}\right) (a[n] + a[n + 1])$$

$$d[n + 1] = d[n] + v[n] \cdot \Delta t + \left(\frac{\Delta t^2}{6}\right) (2a[n] + a[n + 1])$$

Este método, como otros, requiere que una línea arbitraria sea fijada al registro a efectos de poder leer los valores de aceleración, asimismo asume que los valores

iniciales de velocidad y desplazamiento son cero. Un resultado del método es que al final los valores de velocidad y desplazamiento serán siempre cero.

Una mejora a este método consiste en considerar una línea de base parabólica en vez de una línea recta como línea base al registro, la cual será de la forma:

$$y(t) = c_0 + c_1 t + c_2 t^2$$

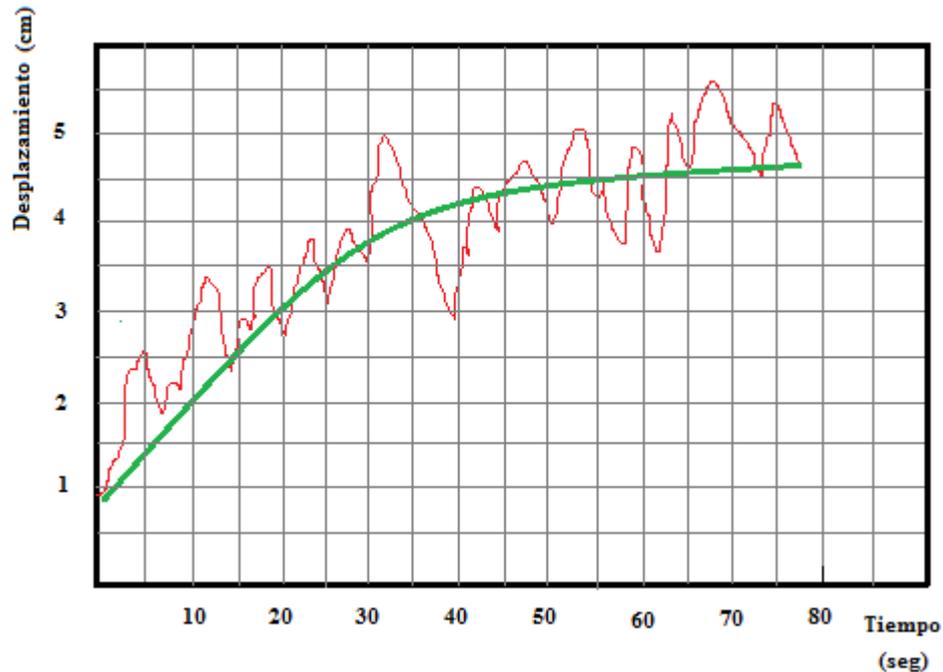


Fig. 8 – Propuesta de línea de base parabólica para ajuste del registro de desplazamiento

3.2 Filtrado de los acelerogramas

Una vez que el acelerograma ha sido corregido tanto por línea base como por la corrección instrumental, habrá que tener en cuenta la repercusión que el ruido tiene sobre el acelerograma. Este ruido puede estar causado tanto por fenómenos naturales como por el tratamiento de los datos. Así podremos considerar que el acelerograma es la suma de la señal sísmica más el ruido:

$$a(t) = s(t) + r(t) \quad (1)$$

Siendo $a(t)$ el acelerograma sin corregir, $s(t)$ la señal sísmica y $r(t)$ el ruido. El ruido que afecta el acelerograma (figura 9) puede ser de dos tipos:

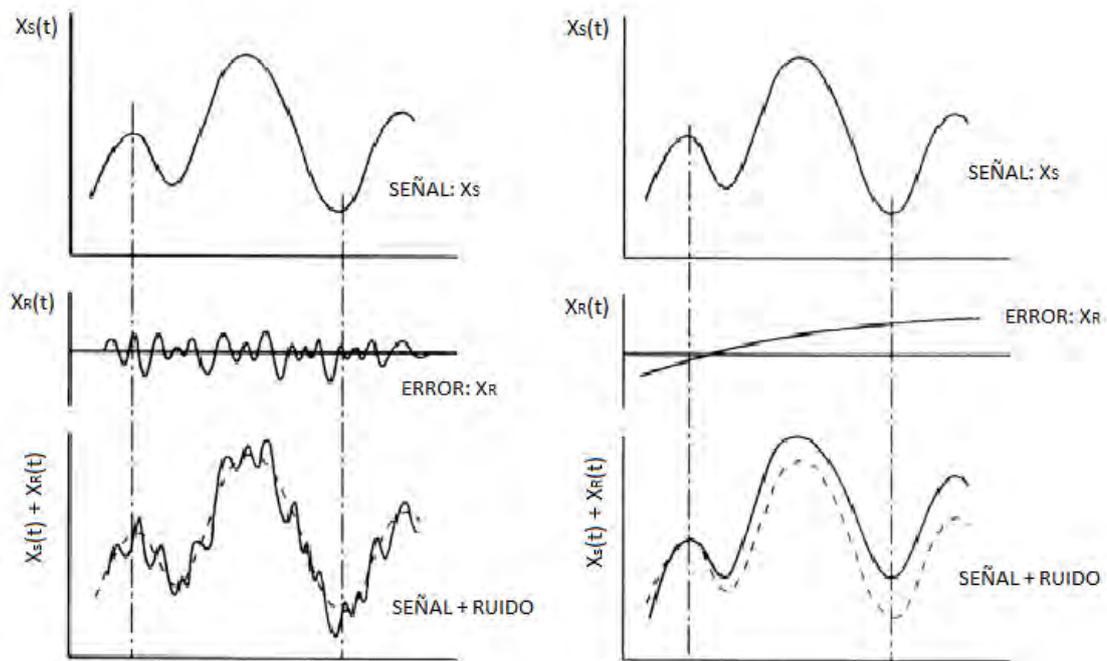


Fig. 9 – Izq: efecto del ruido de alta frecuencia; Der: efecto del ruido de baja frecuencia

- a) **Ruido de alta frecuencia:** Cuando aparece por encima de la banda de frecuencias en la que trabajamos. Este ruido afecta fundamentalmente a los picos de aceleración. Sin embargo, no afecta mucho en el proceso de integración, ya que el área bajo la curva es prácticamente la misma que para la señal corregida, dado que las desviaciones por encima y por debajo se compensan.
- b) **Ruido de baja frecuencia:** Cuando aparece por debajo de la banda de frecuencias en la que trabajamos. Afecta al proceso de integración básicamente, ya que al integrar la aceleración para obtener velocidad y desplazamiento, estamos obteniendo el área bajo la curva.

Puesto que no queremos que estos errores afecten a la señal sísmica, limitaremos la información a la banda de frecuencias deseada, en lugar de mantener información adicional a mayores y menores frecuencias, que pueden contener gran número de errores. Para hacerlo, se utilizan los filtros pasa baja para eliminar altas frecuencias, y los pasa alta para eliminar las bajas. Los filtros pasa banda, eliminan el ruido de alta y baja frecuencia simultáneamente.

Lo más importante a la hora de aplicar los filtros, es elegir la frecuencia de corte adecuada, ya que una mala elección puede suponer eliminar parte de la señal que nos interesa, o por el contrario, no eliminar el ruido de la señal.

El filtrado de la señal se hace multiplicando el espectro del acelerograma por una función que reduzca el valor de la amplitud del espectro de Fourier fuera de la banda donde están contenidas las frecuencias importantes de nuestra señal. En esa banda, el filtro deja las amplitudes inalterables. Si aplicamos la transformada de Fourier a la ecuación (1) tenemos:

$$A(w) = S(w) + R(w)$$

Si $H(w)$ es una función filtro:

$$H(w) \cdot A(w) = H(w) \cdot S(w) + H(w) \cdot R(w)$$

Que en la banda de frecuencias que consideramos, se puede aproximar a:

$$S(w) \cong H(w) \cdot A(w)$$

Los filtros ideales son aquellos que están definidos como una función escalón de la siguiente forma:

Filtro ideal paso-bajas: Elimina todas las frecuencias superiores a una dada w_0 y deja pasar sin atenuación las frecuencias inferiores.

Filtro ideal paso-altas: Elimina todas las frecuencias inferiores a una dada w_0 y deja pasar sin atenuación las frecuencias superiores.

Filtro ideal paso-banda: Elimina todas las frecuencias inferiores a una dada w_1 y las superiores a w_2 dejando pasar todas las frecuencias comprendidas entre ambas.

Un ejemplo gráfico de esto, lo podemos ver en la figura 10:

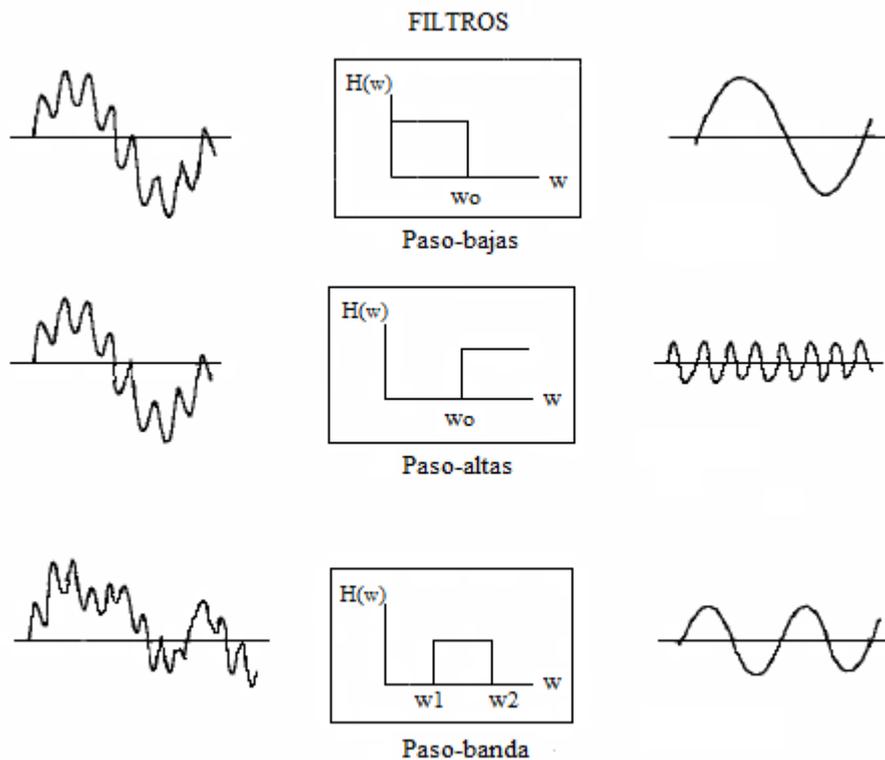


Fig. 10 – Comportamiento de los filtros ideales

En la práctica los filtros ideales no se pueden utilizar porque su función de transferencia en el tiempo es de longitud infinita. Sin embargo, se utilizan aproximaciones a ellos.

3.3 Parámetros del Movimiento del Terreno

Muchos parámetros han sido propuestos para caracterizar la amplitud, el contenido de frecuencias y la duración de un movimiento sísmico; algunos describen solo una de estas características mientras que otros reflejan dos o tres. Dada la complejidad de los movimientos sísmicos, la identificación de un único parámetro que describa con exactitud todas las características importantes de un sismo se considera imposible (Jenning, 1985; Joyner y Boore, 1988).

3.3.1 Parámetros de Amplitud

La manera común de describir el movimiento del suelo es a través del registro tiempo historia del movimiento. El parámetro del movimiento puede ser aceleración, velocidad, o desplazamiento; los tres se pueden apreciar en las figuras 11a y 11b. Típicamente, sólo una de estas cantidades es medida directamente, siendo las otras obtenidas ya sea por integración o diferenciación. Observe las diversas frecuencias predominantes en el tiempo historia de aceleración, velocidad, y desplazamiento. El registro tiempo historia de la aceleración demuestra una proporción significativa de frecuencias relativamente altas.

La integración produce un efecto de suavizado o filtrado. Por lo tanto, el registro tiempo historia de velocidad muestra substancialmente menos frecuencia que el tiempo historia de aceleración. El registro tiempo historia de desplazamiento, obtenida por integración, es dominado por la relativa baja frecuencia del movimiento.

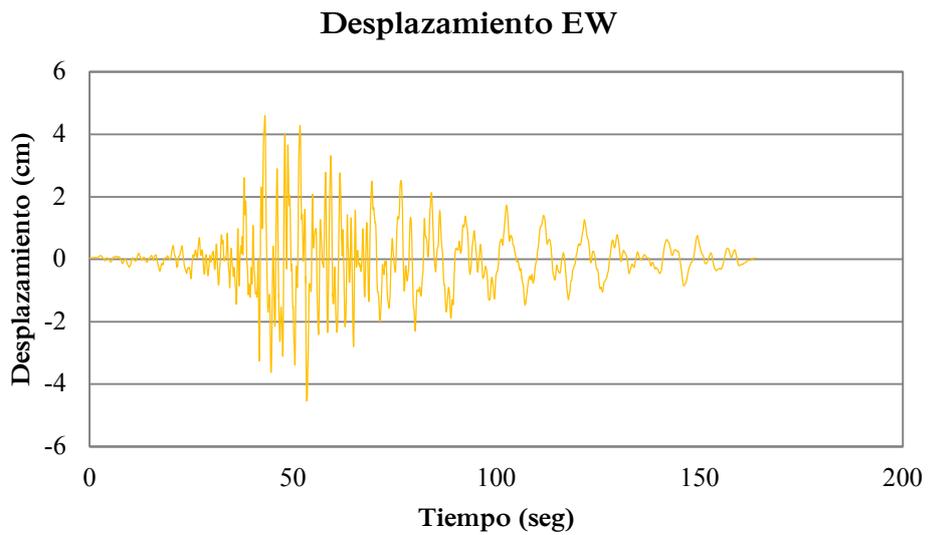
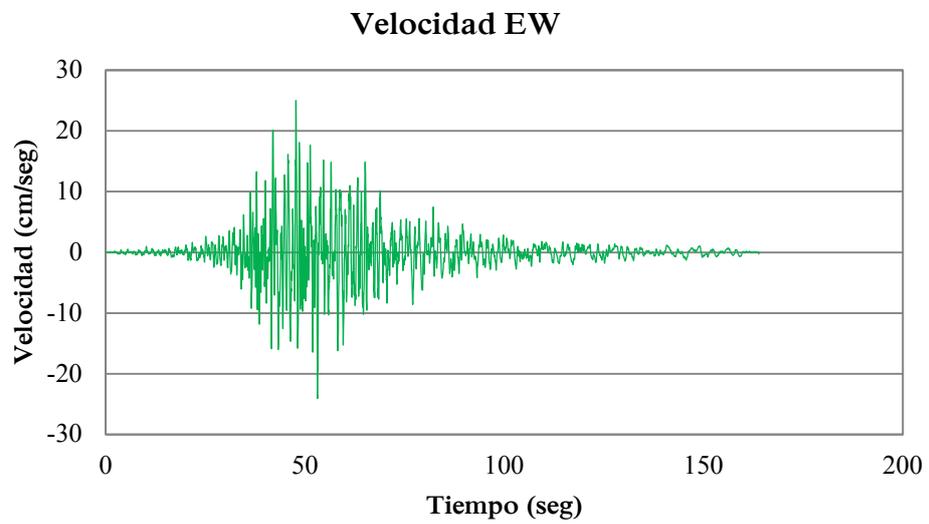
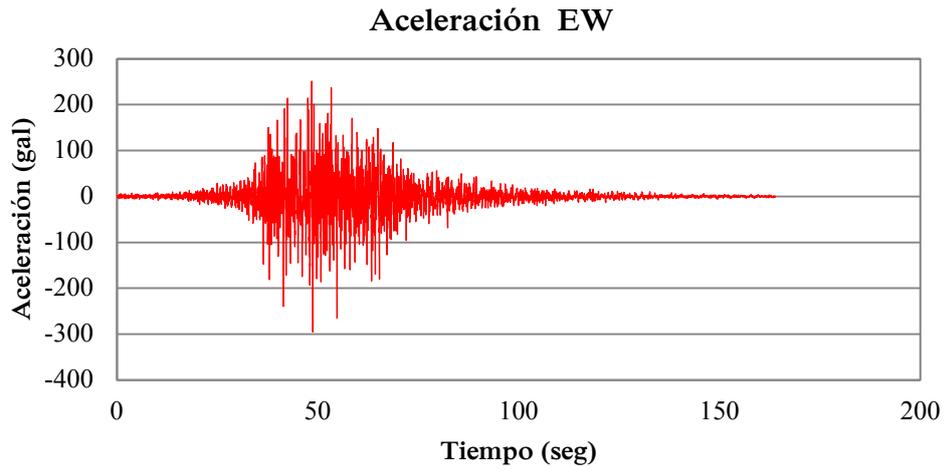


Fig. 11a - - Registros Tiempo-Historia de aceleración, velocidad y desplazamientos en la componente EW del sismo del 23 de Junio del 2001 medidos en la estación César Vizcarra

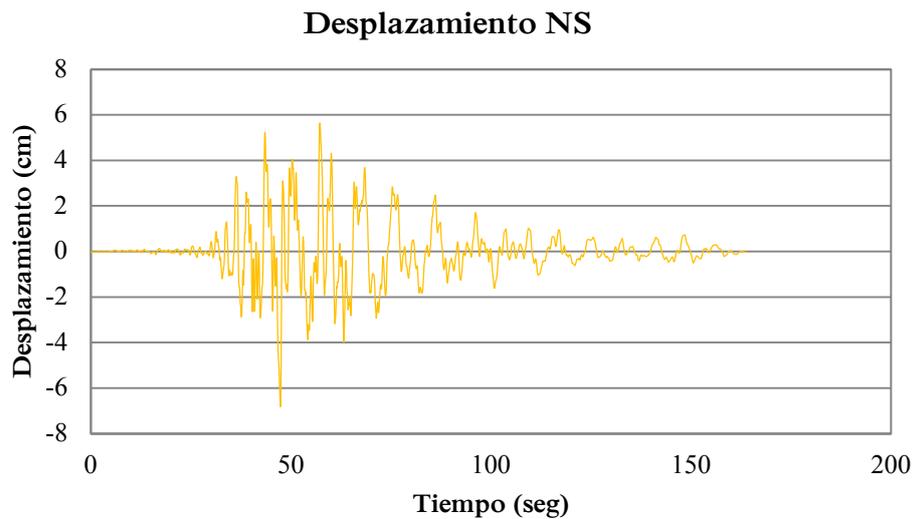
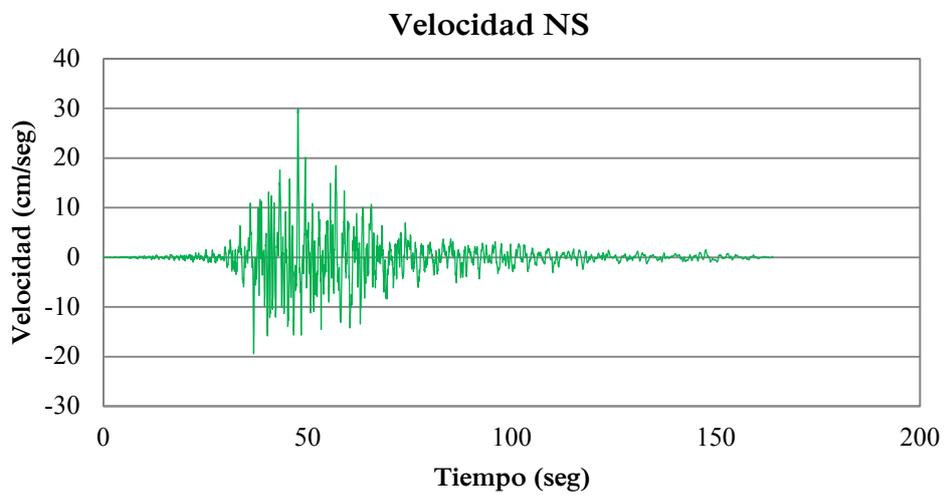
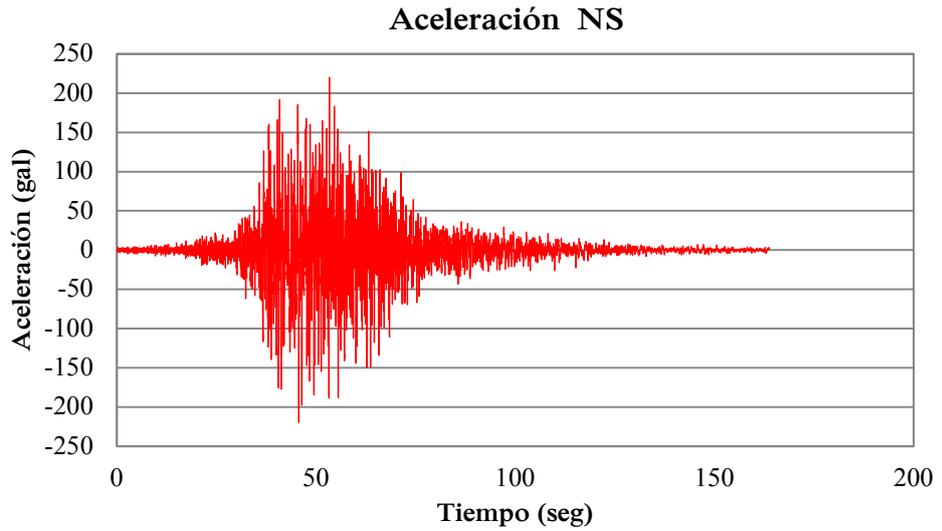


Fig. 11b – Registros Tiempo-Historia de aceleración, velocidad y desplazamientos en la componente NS del sismo del 23 de Junio del 2001 medidos en la estación César Vizcarra

Aceleración Máxima

La medida de amplitud del movimiento del suelo comúnmente usada es la máxima aceleración horizontal o PHA (Peak Horizontal Acceleration). La PHA para una componente del movimiento, es simplemente el valor máximo de la aceleración horizontal (en valor absoluto) obtenido del acelerograma de la componente analizada. Tomando la suma vectorial de las dos componentes ortogonales, se obtiene la resultante máxima de PHA.

Las aceleraciones horizontales, se han utilizado comúnmente para describir los movimientos del suelo, debido a su relación natural con las fuerzas de inercia; de hecho, las fuerzas dinámicas más grandes inducidas en ciertos tipos de estructuras (estructuras muy rígidas) se relacionan de cerca con la PHA. La PHA puede correlacionarse con la intensidad del sismo (Trifunac & Brady, 1975; Murphy & O'Brien, 1977; Krinitzsky & Chang, 1987). Aunque esta correlación está lejos de ser exacta, puede ser muy útil para estimar la PHA cuando solamente se tiene disponible la información de la intensidad del sismo, como en los casos de eventos que ocurrieron antes de que estuvieran disponibles los instrumentos para captar los movimientos fuertes de los sismos.

Las aceleraciones verticales han recibido menos atención en la ingeniería sísmica que las aceleraciones horizontales, sobre todo porque los márgenes de seguridad contra fuerzas verticales estáticas inducidas por la gravedad durante el proceso de construcción, proporcionan generalmente una resistencia adecuada a las fuerzas dinámicas inducidas por aceleraciones verticales durante los sismos. Para los propósitos de la ingeniería, la máxima aceleración vertical ó PVA (Peak Vertical Acceleration) se asume a menudo como dos tercios de la PHA (Newmark & Hall, a 1982). El cociente de PVA entre PHA, sin embargo, se ha observado recientemente que es absolutamente variable, generalmente un cociente mayor que dos tercios se da para las estaciones acelerográficas cercanas a la fuente de sismos moderados a severos, y un cociente menor que dos tercios se da para sismos ocurridos a grandes distancias. (Campbell, 1985; Abrahamson & Litehiser, 1989).

Para que un evento sísmico cause daño, no necesariamente tiene que presentarse altas aceleraciones máximas, ello va a depender de la duración de la fase intensa del movimiento, así como del contenido de frecuencia. Hay eventos sísmicos con aceleraciones máximas que excedieron el 0.5 g pero no causaron ningún daño significativo a las estructuras, porque las aceleraciones máximas ocurrieron en el rango de altas frecuencias y tuvieron un período de duración corto. Aunque la aceleración máxima es un parámetro muy útil, debe ser utilizado con precaución por diversos motivos (Bolt, 1985). En primer lugar no refleja realmente las aceleraciones presentes en la sacudida sísmica sino tan sólo las asociadas a uno o dos impulsos. Además, la aceleración máxima está asociada a frecuencias muy elevadas por lo que los espectros de respuesta diseñados a partir de ella tienden a ajustar bien las altas frecuencias pero fallan para periodos superiores a 1seg. Para subsanar estas limitaciones, modernamente se consideran también la velocidad máxima y el desplazamiento máximo, obtenidos en las correspondientes representaciones. Con ellos se evalúa mejor el movimiento asociado a las frecuencias intermedias y bajas, respectivamente.

Velocidad Máxima

La máxima velocidad horizontal o PHV (Peak Horizontal Velocity) es otro parámetro útil para caracterizar la amplitud del movimiento, del suelo. Puesto que la velocidad es menos sensible a las altas frecuencias, según lo ilustrado en la Figura 11, la PHV es más apropiado que la PHA para caracterizar adecuadamente la amplitud del movimiento del suelo en las frecuencias intermedias.

Para las estructuras o instalaciones que son sensibles a cargas en estos rangos de frecuencias intermedias (construcciones altas o flexibles, puentes, etc.), la PHV proporciona un indicio mucho más exacto del potencial de daño que la PHA. La PHV también puede correlacionarse con la intensidad del sismo (Trifunac & Brady, 1975; Krinitzski & Chang, 1987).

Desplazamiento Máximo

El desplazamiento máximo se asocia generalmente a los componentes de baja frecuencia de un movimiento sísmico. Son, sin embargo, a menudo difíciles de determinarse exactamente (Campbell, 1985; Joyner & Boore, 1988), debido a los errores del procesamiento de la señal en el proceso de filtrado e integración de acelerogramas y debido a ruidos de período largo.

Consecuentemente, el máximo desplazamiento es comúnmente menos usado como una medida del movimiento del suelo, en comparación de la máxima velocidad y aceleración.

Aunque los parámetros indicados líneas arriba son fácilmente cuantificados, ellos describen solamente la amplitud pico de un solo ciclo dentro de todo el registro tiempo historia. En muchos casos, los daños a una estructura están relacionados a la amplitud máxima pero en otros se requiere muchos ciclos de repeticiones de gran magnitud para que se desarrollen daños en las estructuras.

3.3.2 Contenido de Frecuencias

De “Tratamiento de Acelerogramas – Prácticas de Sismología e Ingeniería Sísmica” de la Universidad de Alicante, solo un simple análisis es necesario para comprobar que la respuesta dinámica de estructuras como puentes, taludes, depósitos de suelos, etc., son muy sensibles a las frecuencias de las cargas que se les aplican. Los sismos producen una serie de cargas cuyas componentes de movimiento abarcan un amplio rango de frecuencias. Para estudiar el contenido de frecuencias, las herramientas más útiles con las que se cuentan son los Espectros de Respuesta y de Fourier.

Espectro de Fourier

El espectro de Fourier, es un parámetro que nos proporciona un amplio conocimiento acerca de cuál es el contenido en frecuencias del acelerograma, de modo que para cada periodo de oscilación del acelerograma se representa la amplitud máxima que le corresponde.

El espectro de Fourier en amplitudes, se define matemáticamente como:

$$FS = \sqrt{\left[\int_0^t a(\tau) \cos(\omega \cdot \tau) \cdot d\tau \right]^2 + \left[\int_0^t a(\tau) \sin(\omega \cdot \tau) \cdot d\tau \right]^2}$$

De la interpretación del espectro de Fourier, podemos deducir cuales son los periodos más importantes del terremoto (que son los que lo van a caracterizar), sin más que buscar en qué lugares se alcanzan los picos de amplitud. Además, podemos ver cuál es la frecuencia o periodo predominante de un registro, que es aquel para el cual el espectro de Fourier de la aceleración alcanza su valor máximo, y que además mantiene una correlación directa con la distancia epicentral. Se suele representar con ejes logarítmicos, de modo que en el eje de abscisas se colocan los distintos periodos de oscilación, y en el eje de ordenadas se representan las amplitudes en cm/seg.

Espectro de Respuesta

El espectro de respuesta de un acelerograma, representa la respuesta máxima de un oscilador de un solo grado de libertad y de masa unitaria, con frecuencia w_0 y razón de amortiguamiento ξ , cuando se le somete a un movimiento del suelo dado por dicho acelerograma (figura 12)

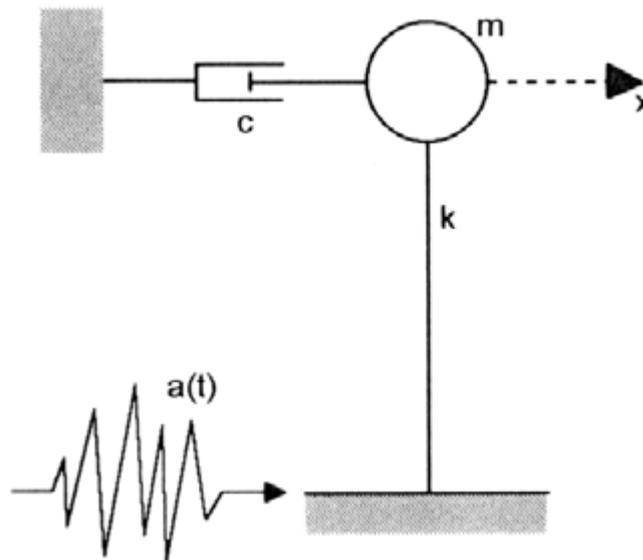


Fig. 12 – Modelo de un grado de libertad sometido a una excitación sísmica

Se suelen considerar distintos periodos propios del oscilador y distintos valores de amortiguamiento, de modo que para un periodo propio T y un amortiguamiento ξ del oscilador, el acelerograma provoca un movimiento cuyos picos de aceleración, velocidad y desplazamiento se recogen en el espectro de respuesta.

La solución de las vibraciones estacionarias de un sistema de un grado de libertad, viene dada por la integral de Duhamel, donde $x(t)$ es función de x , w y $a(t)$:

$$x(t) = - \frac{1}{w_{\xi}} \int_0^t a(\tau) \cdot e^{-\xi w(t-\tau)} \sin[w_{\xi}(t-\tau)] \cdot d\tau$$

Dónde: $w_{\xi} = w\sqrt{1-\xi^2}$

Que derivando nos da la historia de respuesta en velocidades:

$$\dot{x}(t) = \left[- \int_0^t a(\tau) \cdot e^{-\xi w(t-\tau)} \cos[w_\xi(t-\tau)] \cdot d\tau \right] - \xi \cdot w \cdot x(t)$$

Y derivando de nuevo se obtiene la respuesta en aceleraciones:

$$\ddot{x}(t) + a(t) = \left[w_\xi \int_0^t a(\tau) \cdot e^{-\xi w(t-\tau)} \sin[w_\xi(t-\tau)] \cdot d\tau \right] - 2\xi w \dot{x}(t) - (\xi \cdot w)^2 \cdot x(t)$$

El espectro de respuesta en desplazamiento, velocidad o aceleración, será el conjunto de máximos valores de las respuestas del sistema:

$$S_d^r(w, \xi) = |x(t)|_{max}$$

$$S_v^r(w, \xi) = |\dot{x}(t)|_{max}$$

$$S_a^r(w, \xi) = |\ddot{x}(t) + a(t)|_{max}$$

Donde S_d^r y S_v^r son los máximos de desplazamiento y velocidad relativos y S_a^r es el máximo de aceleración total del oscilador de un grado de libertad.

Puesto que estos valores requieren un largo proceso de cálculo, se han hecho simplificaciones para aligerarlo, obteniéndose los pseudoespectros de respuesta, que vienen dados por las siguientes expresiones:

$$S_d(w, \xi) = \left| - \frac{1}{w_\xi} \int_0^t a(\tau) \cdot e^{-\xi w(t-\tau)} \sin[w_\xi(t-\tau)] \cdot d\tau \right|_{max}$$

$$S_v(w, \xi) = \left| - \int_0^t a(\tau) \cdot e^{-\xi w(t-\tau)} \sin[w_\xi(t-\tau)] \cdot d\tau \right|_{max}$$

$$S_a(w, \xi) = \left| w_\xi \int_0^t a(\tau) \cdot e^{-\xi w(t-\tau)} \sin[w_\xi(t-\tau)] \cdot d\tau \right|_{max}$$

Como se puede ver, sin más que calcular S_d , podemos calcular S_v y S_a ya que:

$$S_v = w_\xi \cdot S_d$$

$$S_a = w_\xi^2 \cdot S_d$$

Tanto para calcular los espectros sísmicos de respuesta como los pseudoespectros sísmicos de respuesta, es necesario realizar el cálculo numérico de la integral de Duhamel, haciéndose determinadas simplificaciones que dan una buena aproximación y reducen sensiblemente el coste numérico.

3.3.3 Duración del Sismo

La duración del movimiento del suelo tiene una gran influencia sobre los daños ocasionados por un sismo. Muchos procesos físicos, como la degradación de la fuerza y rigidez de ciertos tipos de estructuras o la generación de presión de poros en arenas saturadas sueltas, son muy sensibles al número de cargas o esfuerzos reversibles que ocurren durante un sismo. Un movimiento de corta

duración puede no generar suficiente carga reversible como para causar daños a las estructuras o generar presiones, a pesar de que el movimiento tenga una amplitud considerable. Por otro lado, un movimiento con amplitud moderada, pero de larga duración, puede producir suficiente carga reversible para causar daños sustanciales.

La duración del movimiento del suelo está relacionada con el tiempo requerido para liberar la energía de deformación acumulada por la ruptura de una falla. Si la longitud y el área de la zona de ruptura se incrementan, entonces, el tiempo requerido para la liberación de la energía se incrementa también, al igual que la magnitud del sismo. Los avances en los mecanismos de modelamiento en el origen (Hanks y McGuire, 1981) han dado el sustento teórico para afirmar que la duración del sismo es proporcional a la raíz cubica del momento sísmico. Cuando una ruptura bilateral (ruptura que se propaga en dirección opuesta al foco) ocurre, la duración del movimiento sísmico puede ser considerablemente menor.

Un acelerograma contiene todas las aceleraciones desde que el sismo comienza hasta que el movimiento del terreno regresa a los niveles de ruido ambiental. Para los propósitos ingenieriles, solo la porción del movimiento fuerte del acelerograma es de interés. Muchos métodos han sido desarrollados para evaluar la duración de un sismo en un acelerograma.

El intervalo de duración (Bolt, 1969) es definida como el tiempo entre la primera y la última excedencia del umbral de aceleración (generalmente 0.05g). Otra definición de duración (Trifunac y Brady, 1975) está basada en el intervalo de tiempo que existe entre los puntos correspondientes al 5% y 95% de la energía total medida.

La duración de un movimiento sísmico ha sido investigada interpretando los acelerogramas de terremotos de diferente magnitud. Usando 0.05g como umbral de aceleración, Chang y Krinitszky (1977) estimaron (tabla 5) el intervalo de duración para lugares en suelo y roca ubicados a distancias epicentrales cortas (menores de 10km).

Tabla 5 – Duración típica de sismos para distancias epicentrales menores a 10km

Magnitud	Duración (seg)	
	Suelo	Roca
5.0	4	8
5.5	6	12
6.0	8	16
6.5	11	23
7.0	16	32
7.5	22	45
8.0	31	62
8.5	43	86

3.3.4 Registros de Acelerogramas en la ciudad de Moquegua

Para la elaboración de la presente tesis se han considerado los registros sísmicos obtenidos en las estaciones César Vizcarra, Chen Chen y José Carlos Mariátegui cuyas características, de acuerdo a la Zonificación Geotécnica Sísmica de la ciudad de Moquegua elaborada por Salas Cachay (2003) es la siguiente:

César Vizcarra

Se encuentra ubicada en la zona I de acuerdo a la zonificación geotécnica sísmica de la ciudad de Moquegua. Esta zona corresponde a la parte consolidada de la ciudad. Superficialmente presenta un material de relleno medianamente compacto que alcanza hasta los 2.0 metros de profundidad. El terreno natural esta conformado por gravas con matriz arenosa y limosa, la capacidad de carga admisible del terreno de fundación para cimentaciones típicas varía de 1.2 a 2.0 kg/cm² para profundidades de cimentación de 1.00 a 1.20 metros. Los periodos predominantes obtenidos para esta zona varían desde 0.10 hasta 0.40seg (en este trabajo se ha obtenido una amplificación promedio máxima del valor de aceleración de 2.52 para un periodo de 0.1seg). Debido a las características de amplificación sísmica observadas en los registros sísmicos, para el diseño sismo resistente se recomienda considerar los parámetros sísmicos correspondientes a un suelo tipo S2 del RNC.

Chen Chen

De acuerdo a la zonificación geotécnica sísmica de la ciudad de Moquegua, esta estación se encontraba ubicada en la zona II. Está área es un depósito en forma de plano inclinado con pendientes de 3° a 7°, conformada por estratos de gravas con matriz limosa y arenosa de compacidad suelta a media. La capacidad de carga admisible sobre el terreno natural para cimentaciones superficiales típicas a la profundidad de 1.0m varía de 1.2 a 1.7 kg/cm². En esta zona se presentan dos áreas bien marcadas con valores de periodos bastante diferentes. El sector aledaño a la planta de tratamiento (donde se ubicó el acelerógrafo) presenta periodos predominantes en el rango de 0.1 a 0.3seg (en este trabajo se ha obtenido una amplificación promedio máxima del valor de aceleración de 2.73 para un periodo de 0.085seg), reflejando un comportamiento de suelo rígido. En el sector destinado para la expansión urbana, los periodos predominantes varían de 1.0 a 1.5seg, mostrando fuertes amplificaciones en este rango de periodos, por lo que para efectos del diseño sismo resistente en esta zona se recomienda considerar los parámetros sísmicos correspondientes a un suelo tipo S3 del RNC.

José Carlos Mariátegui

De acuerdo a la zonificación geotécnica sísmica de la ciudad de Moquegua, esta estación se encuentra ubicada en la zona III A, correspondiente al sector llano del área central del CPM San Antonio. El terreno de fundación está conformado por un material granular, de compacidad media a suelta. La capacidad de carga admisible para edificaciones de interés social varía de 1.0 a 1.5 kg/cm² a una profundidad de cimentación de 1.00m. Los periodos predominantes registrados en la zona que abarca el CPM San Antonio varían de 0.5 a 0.8seg, disminuyendo hasta 0.2seg en las partes altas. En nuestro caso, donde la estación acelerográfica se encuentra ubicada al pie de los cerros, se ha obtenido una amplificación máxima del valor de aceleración de 3.06 para un periodo de 0.1seg. Los

parámetros de diseño recomendados para esta zona corresponden al suelo tipo S3 del RNC.

En la figura 13 se puede ver la ubicación de las tres estaciones acelerográficas consideradas. Se han seleccionado para el análisis los acelerogramas de estas estaciones cuyo valor de aceleración máxima de alguna componente horizontal sea igual o mayor a los 10 gal. La relación de eventos sísmicos considerados para cada estación se puede apreciar en la tabla 6, en el anexo 1 se pueden apreciar los gráficos de los registros tiempo historia y en la tabla 7 se pueden apreciar los valores de aceleración máxima, velocidad máxima y desplazamiento máximo del movimiento del suelo obtenidos para cada sismo; mediante procesos de integración de los registros de aceleración se han obtenido los valores de velocidad y desplazamiento.

CAPÍTULO 4

DETERMINACIÓN DE LOS ESPECTROS DE RESPUESTA

Para propósitos de diseño el espectro de respuesta es inapropiado; la forma dentada en el espectro de respuesta es característico de una sola excitación, el espectro de respuesta para otro movimiento del suelo registrado en el mismo sitio durante un sismo diferente es también dentado, pero los picos y valles no son necesariamente en los mismos periodos; igualmente no es posible predecir el espectro de respuesta con todos sus detalles para un movimiento del suelo que pueda ocurrir en el futuro. De este modo el espectro de diseño debe consistir de un grupo de curvas suavizadas o una serie de curvas rectas con una curva para cada nivel de amortiguamiento. El espectro de diseño debe ser representativo de movimientos del suelo registrados en el sitio durante sismos pasados, sino existen registros sísmicos en el lugar entonces el espectro de diseño se debe basar en movimientos del suelo registrados en otros sitios bajo condiciones similares. Los factores que influyen en esta selección son: la magnitud del sismo, la distancia del sitio a la falla sísmica, el mecanismo de falla, la geología presente en la trayectoria del viaje de las ondas sísmicas y las condiciones locales del suelo en el sitio.

En nuestro caso, para la determinación de los espectros de diseño para la ciudad de Moquegua, se ha utilizado un procedimiento dependiente del sitio, utilizando técnicas analíticas de respuesta del suelo. Este procedimiento tiene las siguientes ventajas: primero proporcionan un medio para estimar los efectos que las condiciones reales del sitio tendrán sobre los niveles de aceleración y el contenido de frecuencias de la vibración del suelo. Segundo, los movimientos del suelo bajo la superficie a cualquier profundidad en el perfil del suelo pueden ser estimados; esta información es de valor, particularmente cuando se efectúan análisis de interacción suelo-estructura para estructuras profundamente empotradas y no pueden ser obtenidos directamente de un archivo de registros de movimientos fuertes.

Los análisis de respuesta de sitio involucran tres pasos: la definición de movimientos sísmicos de entrada bajo la superficie, el modelaje del perfil del suelo y la evaluación de los resultados de los análisis. Este último paso es quizás el más importante, pues a veces este tipo de procedimiento conduce a resultados nada razonables (Werner, 1976).

En la figura 14, puede verse la ubicación de algunos de los epicentros de los sismos medidos en las estaciones de la ciudad de Moquegua y que han servido para la aplicación del procedimiento dependiente del sitio.

4.1 Cálculo de los Espectros de Respuesta

Los espectros de respuesta de aceleración absoluta, aceleración normalizada, velocidad absoluta y velocidad normalizada, han sido calculados para cada una de las estaciones consideradas en el presente estudio con la ayuda del programa DEGTRA, para valores de razón de amortiguamiento de 5% y 10% en ambas componentes horizontales.

La razón de amortiguamiento depende de la tipología estructural, de los materiales empleados y del nivel de esfuerzos a que se halla sometida la estructura; los rangos de amortiguamiento altos son usados para estructuras ordinarias y valores bajos de amortiguamiento para estructuras especiales dando como resultado diseños más conservadores (Chopra A., 1995). En la forma tradicional de construcción, sin dispositivos de disipación de energía, para estructuras de concreto armado cuando se

espera un agrietamiento considerable en los elementos estructurales el amortiguamiento es del orden del 5%. Por otra parte, en las nuevas corrientes de diseño de estructuras de concreto armado o de acero, se incorporan en el diseño dispositivos de disipación de energía con los cuales se obtienen valores altos de amortiguamiento, pudiendo llegar los disipadores de energía a valores de amortiguamientos mayores o iguales al 10% (Aguiar et al, 2007).

En la estación sísmica ubicado en la Universidad José Carlos Mariátegui se han analizado las componentes horizontales de acelerogramas correspondientes a 06 sismos; en la estación Chen Chen han sido analizados en ambas componentes horizontales acelerogramas de 09 sismos y en la estación César Vizcarra las componentes horizontales de acelerogramas correspondientes a 14 sismos. Se ha trabajado con un total de 58 espectros de respuesta considerando ambas componentes horizontales.

Los espectros de respuesta de las componentes horizontales determinados para los sismos considerados en cada estación son superpuestos para cada componente horizontal, para cada razón de amortiguamiento (5% y 10%) y a esta superposición se le ha determinado el espectro promedio y el espectro promedio más una desviación estándar.

Finalmente en cada estación, para cada valor de razón de amortiguamiento (5% y 10%), se han sumado los espectros normalizados promedio de cada componente horizontal (EO y NS) y de la misma manera los espectros normalizados promedio más una desviación estándar de ambas componentes horizontales (EO y NS).

En el anexo 2, se pueden apreciar los espectros de respuesta calculados para cada estación.

4.2 Espectros de Diseño

Tomando en cuenta las investigaciones realizadas por Meneses (1985) y Alva y Meneses (1986), se están ignorando los valores correspondientes a la zona de desplazamientos dado que los sismos peruanos presentan un alto grado de dispersión para estos espectros no siendo por lo tanto representativos para determinar los factores de amplificación.

Para definir el coeficiente sísmico de amplificación C , se ha procedido para espectro normalizado promedio de cada estación de la siguiente manera:

1. En los espectros normalizados promedio de aceleración, para cada razón de amortiguamiento, se define el rango de amplificación donde el valor de la ordenada espectral es superior a la unidad, se define el factor de amplificación (ϕ_e) como el promedio de estas ordenadas espectrales. Los rangos de periodo para cada espectro normalizado promedio son:
 - Para la estación sísmica José Carlos Mariátegui entre 0.01s y 0.40s con razón de amortiguamiento de 5%, y entre 0.01s y 0.36s con razón de amortiguamiento de 10%.
 - Para la estación sísmica Chen Chen entre 0.01s y 0.40s con razón de amortiguamiento de 5%, y entre 0.01s y 0.33s con razón de amortiguamiento de 10%.

- Para la estación sísmica Cesar Vizcarra entre 0.01s y 0.46s con razón de amortiguamiento de 5%, y entre 0.01s y 0.36s con razón de amortiguamiento de 10%.

Para los valores de las ordenadas espectrales ubicados en los rangos de periodo definidos, se calculan además la desviación estándar (σ) y el coeficiente de variación (CV) correspondientes a los promedios obtenidos. Los valores antes indicados se muestran en la tabla 8, y en la figura 15, se explica gráficamente la metodología mencionada utilizándose como ejemplo el espectro normalizado promedio para la estación José Carlos Mariátegui.

Tabla 8 – Factores de amplificación (ϕ_e), desviación estándar (σ) y coeficiente de variación (CV) por cada estación de medición

Razón Amortiguamiento	José Carlos Mariátegui			Chen Chen			César Vizcarra		
	ϕ_e	σ	CV	ϕ_e	σ	CV	ϕ_e	σ	CV
5%	1.847	0.631	0.341	1.685	0.526	0.312	1.649	0.466	0.283
10%	1.563	0.425	0.272	1.452	0.357	0.246	1.429	0.311	0.218

2. Las ordenadas del espectro elástico de diseño C, se obtienen aplicando los factores de amplificación ϕ_e a los valores estimados del movimiento del suelo a_m . En nuestro caso, para los espectros normalizados de aceleración $a_m = 1$. Así, el valor de C queda definido como:

$$C = \phi_e * 1$$

Para valores de amplificación más conservador, se reemplaza ϕ_e por $\phi_e + \delta\sigma$ pudiendo calcular con este reemplazo, y asumiendo una distribución normal, el espectro de diseño para una probabilidad de excedencia de 50% ($\delta=0$) y 84.1% ($\delta=1$).

3. El espectro elástico de diseño queda definido de la siguiente manera:

- Para $0 < T < T_p$ $C = \phi_e + \delta\sigma$
- Para $T > T_p$ $C = (\phi_e + \delta\sigma) \left(\frac{T_p}{T}\right)^p$

Donde, T_p es el periodo donde finaliza la platea o meseta y queda definido por el valor indicado en la norma de diseño sismoresistente E030 para cada tipo de suelo, los cuales se encuentran identificados en el estudio de Zonificación Geotécnica Sísmica de la ciudad de Moquegua elaborada por Salas Cachay (2003). Considerando esta definición, los valores de T_p para la estación sísmica Chen Chen y estación sísmica José Carlos Mariátegui clasificados como un suelo S3 es de $T_p = 0.90$ y para la estación sísmica César Vizcarra, clasificado como un suelo S2 es de $T_p = 0.60$; el parámetro “p” controla la caída de la curva y está asociado a la mayor seguridad que se le debe dar a las estructuras de periodos altos, que generalmente representan las grandes obras de la ingeniería como edificios altos, puentes, etc. Asumiremos en este trabajo $p = 1$ de acuerdo a las normas internacionales de diseño (IBC 2000).

Con las expresiones indicadas líneas arriba, en la tabla 9, podemos ver los valores del factor de amplificación sísmica “C” para probabilidades de excedencia de 50% y 84.1% en cada estación sísmica y para razón de amortiguamiento de 5% y 10%.

Tabla 9 – Coeficientes Sísmicos C para probabilidades de excedencia de 50% y 84.1% por cada estación de medición

Amort.	José C. Mariátegui		Chen Chen		César Vizcarra	
	P(50%)	P(84.1%)	P(50%)	P(84.1%)	P(50%)	P(84.1%)
5%	1.847	2.478	1.685	2.211	1.649	2.115
10%	1.563	1.987	1.452	1.810	1.429	1.740

En la tabla 10, se tiene una comparación de los diferentes estudios sobre factores de amplificación en la componente de aceleración y velocidad para sistemas elásticos, con los obtenidos en el presente trabajo.

Tabla 10 – Comparación sobre factores de amplificación

Estudio	Tipo	ϕ_e		σ		CV	
		5%	10%	5%	10%	5%	10%
Mohraz ET AL (1973)	Aceler	2.11	1.65	0.49	0.36	0.23	0.22
	Veloc	1.66	1.34	0.66	0.47	0.40	0.35
Riddel y Newmark (1979)	Aceler	2.28	1.78	0.49	0.32	0.22	0.18
	Veloc	1.55	1.20	0.60	0.44	0.39	0.36
Riddel y Vélez (1984) – Registros Peruanos	Aceler	2.46	1.84	0.62	0.40	0.25	0.22
	Veloc	1.47	1.13	0.58	0.42	0.40	0.37
Meneses (1985) – Estación Parque Reserva - Lima	Aceler	2.28	1.79	0.58	0.38	0.26	0.21
	Veloc	1.53	1.28	0.45	0.32	0.29	0.25
Estación José Carlos Mariátegui	Aceler	1.85	1.56	0.63	0.43	0.34	0.27
	Veloc	1.82	1.56	0.55	0.38	0.30	0.24
Estación Chen Chen	Aceler	1.69	1.45	0.53	0.36	0.31	0.25
	Veloc	1.62	1.44	0.45	0.28	0.28	0.19
Estación César Vizcarra	Aceler	1.65	1.43	0.47	0.31	0.28	0.22
	Veloc	1.59	1.38	0.34	0.21	0.21	0.16

En el anexo 3, se pueden apreciar los espectros de diseño calculados para cada estación y razón de amortiguamiento, utilizando los coeficientes “C” estimados en el presente estudio.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1. Para obtener el factor de amplificación sísmica en cada estación sísmica, se han analizado acelerogramas correspondientes a la siguiente cantidad de sismos registrados en cada estación:
 - Estación sísmica José Carlos Mariátegui: 6 sismos.
 - Estación sísmica Chen Chen: 9 sismos.
 - Estación sísmica Cesar Vizcarra Vargas: 14 sismos.
2. De acuerdo a la Zonificación Geotécnica Sísmica de la Ciudad de Moquegua (Salas L., 2003), las estaciones sísmicas se encuentran ubicadas en las siguientes zonas:
 - Estación sísmica José Carlos Mariátegui: Zona III A.
 - Estación sísmica Chen Chen: Zona II.
 - Estación sísmica Cesar Vizcarra Vargas: Zona I.
3. Los espectros normalizados promedio horizontal de aceleración absoluta de cada estación sísmica muestran valores de ordenada espectral mayores a la unidad, es decir amplificación sísmica, en los siguientes rangos de valores de periodos de oscilación:
 - Para la estación sísmica José Carlos Mariátegui entre 0.01s y 0.40s con razón de amortiguamiento de 5%, y entre 0.01s y 0.36s con razón de amortiguamiento de 10%.
 - Para la estación sísmica Chen Chen entre 0.01s y 0.40s con razón de amortiguamiento de 5%, y entre 0.01s y 0.33s con razón de amortiguamiento de 10%.
 - Para la estación sísmica Cesar Vizcarra entre 0.01s y 0.46s con razón de amortiguamiento de 5%, y entre 0.01s y 0.36s con razón de amortiguamiento de 10%.
4. Con respecto al tipo de suelo en cada estación según la norma peruana E.030:
 - La estación sísmica José Carlos Mariátegui por ubicarse en la Zona III A correspondiente a la zonificación geotécnica sísmica de la ciudad de Moquegua (Salas L., 2003), le corresponde el tipo de suelo S3, donde los periodos de oscilación del suelo se encuentran entre 0.50 s a 0.80 s en la parte mas llana, disminuyendo hasta 0.2 s en la partes altas. En el presente estudio el espectro normalizado promedio de las componentes horizontales de esta estación (razón de amortiguamiento 5%) muestra que la amplificación se presenta para el rango de periodos entre 0.01s y 0.40s. La no coincidencia en el rango de periodos puede interpretarse que el suelo donde se ubica la estación sísmica que presenta periodos menores a 0.4s corresponde a la Zona III B (Salas L., 2003), ya que la ubicación de esta estación coincide con el limite entre las zonas III A y III B.

- La estación sísmica Chen Chen ubicada en la Zona II (Salas L., 2003) le corresponde el tipo de suelo S3, donde la mayor extensión del terreno destinada para la expansión urbana se encuentra en la zona de periodos predominantes mayores que 1s. Forma parte también de esta zona el sector de la planta de tratamiento de agua donde los periodos predominantes varían entre 0.1s y 0.3s. En este estudio el espectro promedio normalizado de esta estación, presenta amplificación sísmica en el rango de periodos entre 0.01s y 0.40s y esta estación se ubicaba en la zona de planta de tratamiento de agua, corroborando la descripción geotécnica sísmica de esta Zona II, en donde también se menciona que el suelo correspondiente al sector de la planta de tratamiento de agua manifiesta un comportamiento de suelo rígido.
 - La estación sísmica Cesar Vizcarra ubicada en la Zona I (Salas L., 2003) le corresponde el tipo de suelo S2 donde los periodos de oscilación del suelo varían desde 0.1s a 0.4s. En este estudio, el espectro promedio normalizado de esta estación presenta amplificación sísmica en el rango de periodos entre 0.01s y 0.46s, corroborando la descripción de la zona I.
5. Los factores de amplificación sísmica obtenidos en el presente estudio, considerando espectros de respuesta con razones de amortiguamiento crítico del 5% y 10% y para probabilidades de excedencia de 50% y 84.1% en cada estación sísmica son:

Amort.	José C. Mariátegui		Chen Chen		César Vizcarra	
	P(50%)	P(84.1%)	P(50%)	P(84.1%)	P(50%)	P(84.1%)
5%	1.847	2.478	1.685	2.211	1.649	2.115
10%	1.563	1.987	1.452	1.810	1.429	1.740

6. Los factores o coeficientes de amplificación sísmica “C” determinados en el presente estudio para suelos tipo S2 (Estación Cesar Vizcarra) y S3 (Estaciones Chen Chen y José Carlos Mariátegui) son menores a los valores calculados utilizando la expresión de la actual norma de Diseño Sismo resistente E030 del 2003, el cual indica que “C” puede tener como máximo un valor de $C = 2.5$. Esto muestra que los valores del factor “C” de esta norma son conservadores.
7. Es necesario mencionar que los valores obtenidos del factor “C” en los espectros normalizados de cada estación sísmica, están directamente ligados con el análisis realizado a registros sísmicos correspondientes a 29 sismos registrados repartidos en las tres estaciones sísmicas. Solo dos de estos sismos correspondientes al 23 de junio de 2001 ($M_w = 8.2$, IGP) registrado solamente en la estación César Vizcarra y el del 26 de agosto de 2003 ($M_b = 5.8$, IGP) registrado solamente en la estación Chen Chen, presentan valores de aceleraciones horizontales máximas superiores a 200 gal. Los 27 sismos restantes han producido acelerogramas cuyas aceleraciones horizontales máximas del suelo no superan los 100 gal. Es posible que los valores obtenidos del factor “C” en este estudio varíen significativamente si se incorporan a los promedios ejecutados espectros normalizados de aceleración correspondientes a futuros sismos que generen aceleraciones horizontales máximas del suelo mayor a 200 gal.
8. Al momento de calcular los factores de amplificación “C” sin tomar en cuenta los sismos más pequeños, es decir con valores de aceleración máxima horizontales inferiores a los 15 gal, se observó que el factor “C” obtenido en el rango de periodos cortos disminuía de valor. Esto es una muestra de que por efectos locales de sitio, los

sismos de mayores valores de PGA generan mayor amplificación en el rango de periodos largos y los sismos de pequeñas valores de PGA generan mayor amplificación en el rango de periodos cortos. En consecuencia, tomando en cuenta para el análisis todos los registros sísmicos en cada estación (con PGA mayor a 10 gal) se obtiene un espectro de diseño más conservador.

9. Se recomienda incorporar nuevas estaciones acelerograficas a la ciudad de Moquegua ubicadas en zonas dedicadas a la expansión urbana, como es el caso de Chen Chen y que serviría para corroborar periodos del suelo mayor o igual a 1s descritos para esta zona; así como también instalar una estación acelerográfica en la zona III A correspondiente a la parte mas llana con la finalidad de comprobar el intervalo de periodos de 0.5s a 0.8s descrito para esta zona (Salas L., 2003). Así mismo es necesario colocar una estación acelerográfica en el centro poblado menor San Francisco debido a que en esta zona se presentaron los mayores daños a las edificaciones durante el sismo del 23 de junio del 2001.

10. Debido a que la ciudad de Moquegua se encuentra en la zona identificada como silencio sísmico en nuestro país, y que un evento de gran magnitud puede ocurrir en cualquier momento debido a la gran acumulación de energía que no a sido liberado desde el último gran sismo 13 del agosto de 1868, se recomienda mejorar y reforzar la actual red de acelerógrafos de esa ciudad con la finalidad que se encuentren permanentemente operativas y asegurar de esa manera la obtención de los registros sísmicos en estas estaciones ante la ocurrencia de futuros sismos de gran magnitud.

BIBLIOGRAFÍA

1. Aguiar Falconí, Roberto & Marco Álvarez (2007), “Obtención de espectros para factores de amortiguamiento”. <http://www.espe.edu.ec/portal/files/JORNADAS/Articulo1.pdf> Consultado el 24 de mayo del 2012, 11:30 PM.
2. Alva Hurtado J. y C. S. Chang. (1978), “Características de los Terremotos Peruanos en Lima y Alrededores”. En *III Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones*. Lima.
3. Alva, Jorge; Jorge Meneses; Dennis Parra & Carlos Huamán. (1990). “Red Nacional de Acelerógrafos y Procesamiento de Acelerogramas Registrados”. Memorias del VIII Congreso Nacional de Ingeniería Civil. Piura.
4. Bernal, Isabel & Hernando Tavera. (2002). *Geodinámica, Sismicidad y Energía Sísmica en Perú*. Lima: PCER.
5. Bernal, Isabel. (2002): Estimación del tamaño del terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001. Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001. CNDG (2002), pp. 31-38.
6. Calla Pilco, Darwin Edgardo. (2004). “Aspectos Generales del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001”. En *Compendio de trabajos de Investigación, CNDG*. Lima: Instituto Geofísico del Perú, pp. 125-140.
7. Casaverde L. & J. Vargas (1982). “Mapa de Distribución Probabilística de Intensidades del Perú”. En: *IV Congreso Nacional de Ingeniería Civil*. Chiclayo.
8. Chopra, Anil K. (1995): *Dynamics of Structures*. New Jersey: Prentice Hall.
9. Cuellar, V.; R. Blázquez & C. Olalla. (1979). “Determinación de las acciones sísmicas de diseño e influencia del terreno en sus características”. *Bol. Soc. Española de Mecánica de Suelos y Cimentaciones*, N°136, pp. 3-25.
10. Herráiz Sarachaga, Miguel (1997). *Conceptos Básicos de Sismología para Ingenieros*. Lima: CISMID.
11. Kramer, Steven. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. New Jersey: Prentice Hall.
12. Kuroiwa J., Morales R., Sánchez A., Temoche E. y Yamashiro R. (1977). “Propuesta de Normas Básicas de Diseño Sismo-Resistente y sus Comentarios”, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima-Perú.
13. Lazares, F. & F. Ccallo. (2005). “Análisis de Acelerogramas Registrados por la Red Acelerográfica del Cismid en la Ciudad de Arequipa Perú”, I COTEIC, Tacna.
14. Meneses Loja, Jorge. (1985). *Evaluación de Acelerogramas y Determinación de Espectros de Respuesta en Lima*. Lima: Tesis de Grado, Universidad Nacional de Ingeniería.
15. Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento. (2003). *Norma Técnica de Edificaciones E-030 Diseño Sismo-Resistente*. Lima: Talleres gráficos del SENCICO.

16. Ordaz, Mario; & Carlos Montoya Dulché. (2002). *Programa DEGTRA, versión 5.4*. México: Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
17. Ottazzi, G.; P. Repetto, J. Vargas & L. Zegarra. (1980). "Bases para una Revisión de las Normas Peruanas de Diseño Sismo-Resistente". En *II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sísmica*. Lima: Organización de los Estados Americanos y Pontificia Universidad Católica del Perú.
18. Pérez-Rocha, E., Velitez, L., Flores, F., Zárate, M. (1996). Predicción de Intensidades Sísmicas para el Área Metropolitana del Valle de México. Cuadernos FICA, N°13, Fundación ICA A.C., México.
19. Riddell, R. & A. Vélez. (1984). "Análisis de Espectros de Terremotos Peruanos", Departamento de Ingeniería Estructural, Universidad Católica de Chile.
20. Salas Cachay, Leonardo Rodin. (2003). *Zonificación Geotécnica sísmica de la ciudad de Moquegua*: Lima: Tesis de Grado de la Universidad Nacional de Ingeniería.
21. Salinas Basualdo, Rafael & Fernando Lazares La Rosa. (2003). "Análisis de Acelerogramas registrados en la Ciudad de Lima obtenidos con la red Acelerográfica del CISMID". *Revista de Información Profesional El Ingeniero Civil*.
22. Silgado Ferro, Enrique. (1978). "Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974)". *Boletín de Instituto de Geología y Minería*, número 3, pp. 3-15.
23. Universidad de Alicante. (2000). "Tratamiento de Acelerogramas", Alicante: Prácticas de Sismología e Ingeniería Sísmica.
24. Werner, S.D. (1976). "Procedures for developing vibratory ground motion criteria at nuclear plant sites". *Nuclear Engineering and Design*, volumen 36, pp. 411-441.