



UNIVERSIDAD NACIONAL PEDRO RUIZ GALLO
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA



TESIS

Presentada por:

Bachiller

Jorge Armando Ordóñez Piscocoya

**CALCULO DE LA ENERGIA LIBERADA POR SISMOS A
DISTANCIAS TELESISMICAS MEDIANTE EL METODO DE LA
INTEGRAL DEL ESPECTRO DE POTENCIA DE LAS ONDAS DE
VOLUMEN**

Para optar el Título profesional de Licenciado en Física

Febrero 2005

INDICE

INDICE.

CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN	1
1.1.- Objetivos	3
1.2.- Antecedentes	4
CAPITULO 2. FUNDAMENTO TEORICO	6
2.1.-Esfuerzo	7
2.2.-Deformación	8
2.3.-Ley de Hooke	11
2.4.-Constantes Elásticas	12
2.5.-Energía de Deformación	14
2.6.-Energía Sísmica	14
CAPITULO 3. RED SÍSMICA NACIONAL Y TRATAMIENTO DE LA SEÑAL .	17
3.1.-Red Sísmica Nacional (RSN)	18
3.2.-Sismógrafo Digital de Banda Ancha	21
3.3.-Tratamiento de la Señal	24
3.3.1.-Convolución	24
3.3.2.-Deconvolución	26
3.4.- Función de Transferencia	28
3.5.-Tratamiento de Sismogramas Digitales.	29
CAPITULO 4. METODOLOGÍA PARA EL CÁLCULO DE LA ENERGIA SÍSMICA	32
4.1.-Formulación Física	33
4.2.-Método.	41
4.3.-Programa para calcular la Energía Sísmica	42

CAPITULO 5 .CALCULO DE LA ENERGIA SISMICA: APLICACIÓN A	
TELESISMOS	47
5.1-Sismo del 21 de Mayo de 2003, Argelia	50
5.2.-Sismo del 22 de Setiembre de 2003, Republica Dominicana	52
5.3.-Sismo del 15 de Junio de 1999, México.....	54
5.4.-Otros Sismos Analizados	56
5.5.-Análisis de Resultados	63
5.5.1-Energía Sísmica	63
5.5.2.-Energía Sísmica y Momento Sísmico	64
5.5.3.-Magnitud Energía y Magnitud de Momento	66
 CAPITULO 6. CONCLUSIONES	 67
 CAPITULO 7. RECOMENDACIONES	 71
 CAPITULO 8. BIBLIOGRAFÍA.	 72

ANEXOS:

Anexo A.- Definiciones magnitudes M_l , m_b , M_s .

Anexo B.- Definiciones de momento sísmico (M_0), magnitud momento (M_w) y magnitud energía M_E .

Anexo C.- Daños producidos por los principales sismos comprendidos entre 1998 y 2003.

*Anexo D.-*Artículo de investigación: Calculo de la energía sísmica liberada por eventos telesísmico.

*Anexo E.-*Programa elaborado para calcular la energía sísmica.

CAPITULO 2

FUNDAMENTO TEÓRICO DE LA ENERGÍA SÍSMICA

Las ondas sísmicas transmiten parte de la energía que es liberada en el foco de un terremoto y su propagación, depende de las propiedades elásticas de las rocas. Matemáticamente, la existencia de las ondas internas son deducidas a partir de las ecuaciones de Cauchy que relacionan los esfuerzos con las aceleraciones que se producen en un medio elástico. Asumiendo que se desprecian las fuerzas de volumen y que el medio en el cual se propagan las ondas es isótropo, se obtiene una ecuación escalar y otra vectorial, las cuales indican la presencia de una perturbación irrotacional y otra rotacional (Aki, 1980).

$$(\lambda + \mu)\nabla(\nabla \cdot u_i) + \mu\nabla^2 u_i = \rho \ddot{u}_i \quad (\text{Onda P})$$

$$u_i = \nabla \varphi + \nabla \times \psi_i \quad (\text{Onda S})$$

donde, λ y μ son las constantes de Lamé, ρ la densidad y u_i los desplazamientos.

Estas perturbaciones corresponden a las ondas P y S respectivamente. Las ondas P son capaces de propagarse por medios sólidos y fluidos; mientras que, las ondas S no se transmiten a través de medios fluidos, como en el caso del núcleo externo de la Tierra en donde los coeficientes de rigidez se aproximan a cero (los fluidos no soportan esfuerzos cortantes). Debido al modo de propagación de estas ondas, la velocidad de la onda P es mayor que la onda S.

La energía sísmica que se libera a causa de la perturbación que tiene lugar en el foco del terremoto se transmite por el interior de la Tierra; de modo que cada parte o componente del suelo se deforma jalando o empujando a las partes vecinas, las cuales a su vez, mueven a sus propias partes vecinas, lo que hace que la perturbación *viaje* a lo largo de las diferentes capas de la Tierra, siendo la deformación la que viaja y no las partículas o partes de las rocas, las cuales sólo se *desplazan* de su posición original y luego vuelven a ella. En general, el tamaño y la forma de un cuerpo sólido puede ser cambiado aplicando fuerzas externas en su superficie en oposición a las fuerzas internas que se oponen a los cambios de volumen; por consiguiente, cuando las fuerzas externas ya no actúan en el cuerpo, este trata de volver a su condición original. Esta propiedad de los cuerpos se llama *elasticidad* y en resumen, relaciona las fuerzas que son aplicadas a la superficie externa de un cuerpo y a los cambios que resultan en su volumen. Las relaciones entre las fuerzas aplicadas y las deformaciones son más cómodamente expresadas en términos de esfuerzo y deformación.

2.1 Esfuerzo

Cuando una fuerza es aplicada a un cuerpo, el esfuerzo es la razón de la fuerza por el área sobre la cual es aplicada. Si la fuerza varía de punto a punto, el esfuerzo también y su valor en cualquier punto puede ser conocido tomando pequeños elementos infinitesimales de área alrededor del mismo y dividiendo la fuerza total que actúa sobre esta área por la magnitud del área. Si la fuerza es perpendicular al área, el esfuerzo es definido como *esfuerzo normal* (o presión) y cuando es tangencial al elemento de área, el esfuerzo es *de cizalla*. Ahora, cuando la fuerza no es ni paralela, ni perpendicular al elemento de área, el esfuerzo puede ser expresado en componentes de esfuerzos normales y de cizalla. Si se considera un pequeño elemento de volumen en un punto determinado del cuerpo, los esfuerzos que actúan sobre cada una de las seis caras del elemento pueden ser expresados en componentes paralelas y perpendiculares, tal como se muestra en la Figura 2.1 para las dos caras perpendiculares al eje x.

En la Figura 2.1 los subíndices denotan los ejes (x, y, z) respectivamente y σ_{yx} al esfuerzo paralelo al eje y que actúa sobre la superficie perpendicular al eje x. Cuando los dos subíndices son los mismos (como con σ_{xx}), el esfuerzo es llamado normal, y si son diferentes (como con σ_{yx}), el esfuerzo es *de cizalla*. Del mismo modo, cuando el medio está en equilibrio estático, los esfuerzos deben estar equilibrados; es decir, σ_{xx} , σ_{yx} y σ_{zx} que actúan sobre la cara OABC son iguales y opuestos a los correspondientes

esfuerzos mostrados sobre la cara opuesta *DEFG*, de igual forma ocurre con el resto de las cuatro caras. Además, un par de esfuerzos de cizalla, como σ_{yx} , se constituye como un par de esfuerzos que trata de hacer girar el elemento sobre el eje *z*, siendo su magnitud (Sheriff y Lloyd, 1999):

$$\text{Fuerza} \times \text{brazo de palanca} = (\sigma_{yx} dy dz) dx.$$

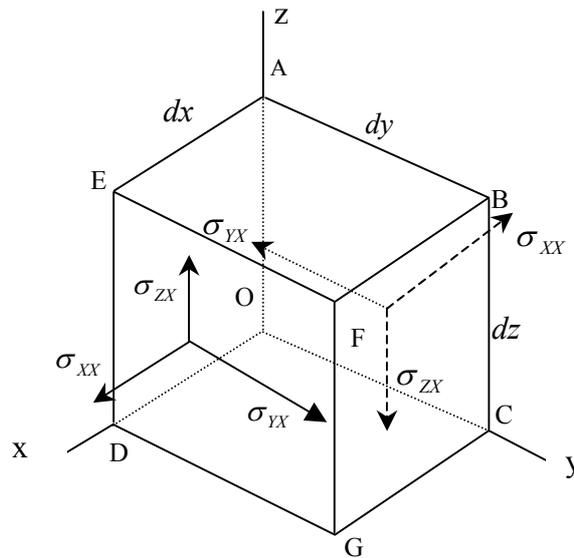


Figura 2.1.- Componentes del esfuerzo en las caras perpendiculares al eje *x*

Si se considera los esfuerzos actuando sobre las otras cuatro caras, se observa que el par está opuesto únicamente por σ_{xy} con la magnitud $(\sigma_{xy} dx dz) dy$. Como el elemento está en equilibrio, el momento total debe ser cero; por lo tanto, se debe cumplir que,

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji} \tag{2.1}$$

2.2 Deformación

Cuando un cuerpo elástico es sometido a esfuerzos, ocurren cambios de tamaño y forma; es decir, el cuerpo se deforma. En la Figura 2.2 considérese el rectángulo *PQRS* en el plano *xy*, al cual se le aplica esfuerzos, de tal manera que el punto *P* se mueve a *P'*, entonces *PP'* tendrá componentes *u* y *v*. Si los otros vértices *Q*, *R*, y *S* tienen el mismo desplazamiento que *P*, el rectángulo simplemente se desplazara en las cantidades *u* y *v*, en este caso, no hay ningún cambio de tamaño o forma, y por lo tanto, no existirá deformación. Sin embargo, si *u* y *v* son diferentes para vértices diferentes, el rectángulo experimentará cambios de tamaño y forma, entonces se producirá la deformación.

En la Figura 2.2, se asume $u = u(x, y)$ y $v = v(x, y)$, entonces las coordenadas de los vértices de $PQRS$ y $P'Q'R'S'$ serán,

$$P(x, y): \quad P'(x + u, y + v);$$

$$Q(x + dx, y): \quad Q'(x + dx + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx, y + v + \frac{\partial v}{\partial x} dx);$$

$$S(x, y + dy): \quad S'(x + u + \frac{\partial u}{\partial y} dy, y + dy + v + \frac{\partial v}{\partial y} dy);$$

$$R(x+dx, y+dy): \quad R'(x + dx + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx + \frac{\partial u}{\partial y} dy, y + dy + v + \frac{\partial v}{\partial x} dx + \frac{\partial v}{\partial y} dy)$$

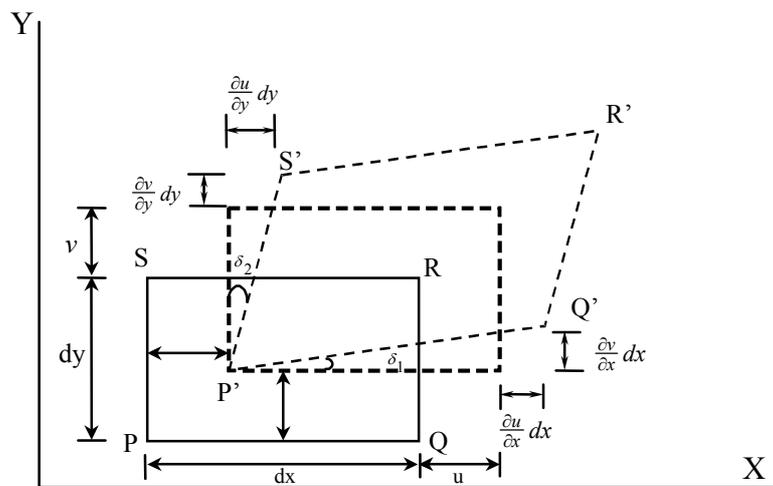


Figura 2.2.- Análisis de la deformación en dos dimensiones.

En general, los cambios de u y v son mucho más pequeños que las cantidades dx y dy , en consecuencia, se asume que los términos $(\partial u/\partial x)$, $(\partial u/\partial y)$ son bastante pequeños cuando se elevan a su potencia y en este caso los productos pueden ser obviados. En esta suposición, se asume lo siguiente:

1. PQ aumenta en longitud por la cantidad $(\partial u/\partial x) dx$ y PS por la cantidad $(\partial v/\partial y) dy$, de ahí que $\partial u/\partial x$ y $\partial v/\partial y$ sean fracciones de cambio en la longitud y en la dirección de las accisas.
2. Los ángulos infinitesimales δ_1 y δ_2 son iguales a $\partial v/\partial x$ y $\partial u/\partial y$, respectivamente.
3. El ángulo recto en P disminuye en la cantidad, $(\delta_1 + \delta_2) = \partial v/\partial x + \partial u/\partial y$
4. El rectángulo ha girado en sentido contrario al ángulo $(\delta_1 - \delta_2)/2 = (\partial v/\partial x - \partial u/\partial y)/2$.

La deformación es definida como el cambio relativo (cambio fraccionario) en dimensión o en la forma de un cuerpo. Las cantidades $\partial u/\partial x$ y $\partial v/\partial y$ son los incrementos relativos de la longitud en la dirección de los ejes x e y , siendo conocidos como deformaciones *normales*. La cantidad $\partial v/\partial x + \partial u/\partial y$ indica las variaciones del ángulo recto en el plano xy cuando se produce la deformación en el volumen del cuerpo; es decir, se produce una deformación de cizalladura, la cual es representada por el símbolo ϵ_{xy} .

La cantidad $(\partial v/\partial x - \partial u/\partial y)/2$, representa la rotación del cuerpo sobre el eje z , lo que no implica la deformación del cuerpo y es representado por el símbolo θ_z . Ampliando este análisis a tres dimensiones, son considerados u , v y w como los componentes del desplazamiento de un punto $P(x, y, z)$ y las deformaciones son definidas como,

Deformaciones normales

$$\begin{aligned}\epsilon_{xx} &= \frac{\partial u}{\partial x}, \\ \epsilon_{yy} &= \frac{\partial v}{\partial y} \\ \epsilon_{zz} &= \frac{\partial w}{\partial z};\end{aligned}\tag{2.2}$$

Deformaciones de cizalladura,

$$\begin{aligned}\epsilon_{xy} = \epsilon_{yx} &= \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}, \\ \epsilon_{yz} = \epsilon_{zy} &= \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \epsilon_{zx} = \epsilon_{xz} &= \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}\end{aligned}\tag{2.3}$$

Además de estas deformaciones, el cuerpo también es sometido a una rotación simple sobre sus ejes,

$$\begin{aligned}\theta_x &= \frac{\partial w/\partial y - \partial v/\partial z}{2}, \\ \theta_y &= \frac{\partial u/\partial z - \partial w/\partial x}{2}, \\ \theta_z &= \frac{\partial v/\partial x - \partial u/\partial y}{2}\end{aligned}\tag{2.4}$$

Las ecuaciones (2.4) pueden ser escritas en la forma vectorial :

$$\Theta = \theta_x i + \theta_y j + \theta_z k = \frac{\nabla \times \xi}{2}\tag{2.5}$$

donde $\xi = ui + vj + wk$ es el vector desplazamiento del punto $P(x, y, z)$, y i, j, k son los vectores unitarios en las direcciones x, y, z , respectivamente.

El cambio en el volumen por unidad de volumen es llamado *dilatación* y se representa por Δ . Por ejemplo, un paralelepípedo rectangular con vértices dx, dy, dz sometido a esfuerzos, al deformarse sus dimensiones serán $dx(1 + \varepsilon_{xx})$, $dy(1 + \varepsilon_{yy})$ y $dz(1 + \varepsilon_{zz})$ respectivamente; y el aumento de volumen es aproximadamente $(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}) dx dy dz$. Como el volumen original era $(dx dy dz)$, los cambios del volumen por unidad de volumen Δ será,

$$\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \nabla \cdot \xi \quad (2.6)$$

2.3 Ley de Hooke

A fin de calcular las deformaciones cuando los esfuerzos son conocidos, se debe conocer la relación entre esfuerzo y deformación. Cuando las tensiones son pequeñas, la relación es definida por la ley de *Hooke*: una deformación dada es directamente proporcional al esfuerzo que la produce. Las deformaciones producidas por las ondas sísmicas son por lo general menores a 10^{-8} excepto muy cerca de la fuente, de modo que la ley de Hooke puede ser aplicable. Cuando existen varios esfuerzos, cada uno produce deformaciones independientemente de los demás; de ahí que, la deformación total sea la suma de las deformaciones producidas por los esfuerzos individuales. Esto significa que cada deformación es una función lineal de todos los esfuerzos y viceversa, permitiendo así representar frentes de ondas curvas como una superposición de ondas planas. Por ejemplo, un grupo de ondas reflejadas pueden ser definidas como una superposición de reflexiones individuales (modelo de convolución), y justificar en muchos aspectos la forma de la información sísmica. En general, la *ley de Hooke* conlleva a relaciones complicadas. El esfuerzo y la deformación pueden ser definidas como matrices de segundo orden (3 X 3), de modo que la proporcionalidad de la ley de Hooke que los relaciona sea un tensor de cuarto orden. El esfuerzo y la deformación pueden ser también expresadas como una matriz de (6x6) proporcional a la ley de Hooke y cuyos elementos están definidos por las constantes elásticas (Landau y Lifshitz, 1986). Las consideraciones de simetría inmediatamente reducen el número de constantes independientes a 21; sin embargo, cuando el medio es isotrópico; es decir, cuando las propiedades no dependen de la dirección, pueden ser expresadas en la siguiente forma (Love, 1944):

$$\sigma_{ii} = (3\lambda + 2\mu)\varepsilon_{ii} \quad (i=x, y, z) \quad (2.7)$$

$$\sigma_{ij} = 2\mu\varepsilon_{ij} \quad (i, j=x, y, z; i \neq j) \quad (2.8)$$

Estas ecuaciones son a menudo expresadas como una matriz,

$$\sigma = C\varepsilon$$

$$\begin{pmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{yy} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xy} \\ \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \varepsilon_{xx} \\ \varepsilon_{yy} \\ \varepsilon_{zz} \\ \varepsilon_{xy} \\ \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} \end{pmatrix} \quad (2.9)$$

La ecuación anterior a veces se escribe como $\varepsilon = S\sigma$, siendo $\mathbf{S} = \mathbf{C}^{-1}$. Las componentes de \mathbf{C} o \mathbf{S} son llamadas componentes de *rigidez* y las cantidades λ y μ son conocidas como *constantes de Lamé*. Si se escribe $\varepsilon_{ij} = \sigma_{ij}/\mu$, es evidente que ε_{ij} es más pequeño que μ ; por lo tanto, μ es una medida de la resistencia a la deformación de cizalladura y es a menudo referido como el *módulo de rigidez*, *incompresibilidad* o *módulo de cizalla*.

Aunque la ley de Hooke's tenga amplia aplicación, no lo es necesariamente para esfuerzos grandes. Cuando el esfuerzo aumenta más allá de un *límite elástico*, la ley de Hooke ya no es válida y las deformaciones aumentan rápidamente hasta producir la ruptura. Las deformaciones que resultan de los esfuerzos que exceden este límite no desaparecen completamente, a pesar que los esfuerzos cesan.

2.4 Constantes elásticas

Aunque las constantes de Lamé son convenientes cuando se emplea las ecuaciones (2.7) y (2.8), también es necesario utilizar otras constantes elásticas para definir el estado físico del medio sometido a esfuerzos y deformaciones, siendo las más comunes el *módulo de Young* (E), la *razón de Poisson* (ν) y el *módulo de volumen* (k). Para definir estos, se considera el caso en que los esfuerzos de cizalla son nulos y los esfuerzos normales aplicados a un cuerpo son iguales a,

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -P,$$

por lo tanto, se tiene un cuerpo sometido a la presión P , la cual causa una disminución de volumen ΔV y una dilatación $\Delta = \Delta V/V$, k es definido como la razón de la presión a la dilatación que se produce, es decir,

$$3P = 3k\varepsilon_{ii} = 3k\Delta; \quad k = -P/\Delta, \quad (2.10)$$

La *compresibilidad* $1/k$, es utilizada como una constante elástica más que el módulo de volumen.

Si en la ecuación (2.8) se hace que todos los componentes del tensor de deformación sean cero menos ϵ_{xy} , esta se reduce a,

$$\sigma_{xy} = 2 \mu \epsilon_{xy} \quad , \quad \mu = (1/2) \sigma_{xy} / \epsilon_{xy} \quad (2.11)$$

A partir de los coeficientes k y μ podemos definir λ en la forma,

$$\lambda = k - \frac{2}{3} \mu \quad (2.12)$$

Si a un cuerpo orientado a lo largo del eje x , de muy pequeña sección de área, se le aplican a sus extremos los esfuerzos σ_{xx} en ambas direcciones, la proporción entre el esfuerzo y la deformación en su misma dirección ϵ_{xx} define el llamado “módulo de Young”

$$E = \frac{\sigma_{xx}}{\epsilon_{xx}} .$$

$$\sigma = -\epsilon_{yy} / \epsilon_{xx} = -\epsilon_{zz} / \epsilon_{xx} \quad (\text{el signo menos hace a } \sigma \text{ positivo}).$$

Substituyendo los valores anteriores en la ley de Hooke, se obtiene las siguientes relaciones,

$$E = \mu(3\lambda + 2\mu) / (\mu + \lambda) \quad (2.13)$$

$$\sigma = \lambda / 2(\lambda + \mu) \quad (2.14)$$

$$k = 1/3(3\lambda + 2\mu) \quad (2.15)$$

En fluidos no viscosos, el módulo de cizalladura μ es igual a 0, entonces k es igual a λ , por ello los líquidos no tienen ninguna resistencia a las deformaciones por cizalladura siendo $\mu = 0$ y $\sigma = 0.5$. Para la mayor parte de rocas las constantes, E , k , y μ varían entre 20 a 120 GPa (2×10^{10} a 12×10^{10} N/m²), siendo E generalmente más grande y μ el más pequeño de todos.

La mayor parte de la teoría precedente asume un medio isotrópico, aunque las rocas están distribuidas en capas con propiedades elásticas diferentes y que a menudo varían con la dirección. Sin embargo, para explicar las propiedades físicas de la propagación de las ondas generalmente se hace aproximaciones y se considera a las rocas como medios isotrópicos, puesto que de lo contrario conduciría a generar ecuaciones sumamente complejas e incómodas matemáticas, excepto en el caso de los medios isotrópicos transversales; es decir, medios en los cuales las propiedades son las mismas en un plano, pero diferente a lo largo de un plano normal.

2.5 Energía de Deformación

Cuando un medio elástico experimenta una deformación, se realiza un trabajo y una cantidad equivalente de energía potencial es almacenada en el medio. En este caso, la energía proviene de las ondas elásticas.

Si el esfuerzo σ_{xx} causa un desplazamiento ε_{xx} , se asume que el esfuerzo aumenta uniformemente de cero a σ_{xx} , siendo el esfuerzo medio igual a $\sigma_{xx}/2$. En estas condiciones, $E =$ trabajo hecho por unidad de volumen = energía por unidad de volumen = $\sigma_{xx}\varepsilon_{xx}/2$.

La suma de los efectos de todos los esfuerzos independientes, puede ser conocida a partir de las ecuaciones (2.7) y (2.8) (Love, 1944)

$$\begin{aligned}
 E &= \frac{1}{2} \sum_i \sum_j \sigma_{ij} \varepsilon_{ij} \\
 &= \frac{1}{2} (\sigma_{xx} \varepsilon_{xx} + \sigma_{yy} \varepsilon_{yy} + \sigma_{zz} \varepsilon_{zz} + \sigma_{xy} \varepsilon_{xy} + \sigma_{yz} \varepsilon_{yz} + \sigma_{zx} \varepsilon_{zx}) \\
 &= \frac{1}{2} \left[\sum_i (\lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{ii}) \varepsilon_{ii} + \mu \sum_i \sum_j \varepsilon_{ij}^2 \right], (i \neq j) \\
 &= \frac{1}{2} \lambda \Delta^2 + \mu (\varepsilon_{xx}^2 + \varepsilon_{yy}^2 + \varepsilon_{zz}^2) + \frac{1}{2} \mu (\varepsilon_{xy}^2 + \varepsilon_{yz}^2 + \varepsilon_{zx}^2) \tag{2.16}
 \end{aligned}$$

derivando parcialmente (2.16) se obtiene,

$$\partial E / \partial \varepsilon_{xx} = \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{xx} = \sigma_{xx},$$

$$\partial E / \partial \varepsilon_{xy} = \mu \varepsilon_{xy} = \sigma_{xy}$$

donde,

$$\partial E / \partial \varepsilon_{ij} = \sigma_{ij} \quad (i, j = x, y, z) \tag{2.17}$$

La ecuación (2.16) expresa la energía en función de las constantes elásticas; mientras que, la ecuación (2.17) expresa la relación general para los esfuerzos.

2.6.- ENERGIA SISMICA

La energía liberada por un sismo esta asociada al proceso de ruptura de la corteza como producto de la acumulación de esfuerzos y como consecuencia de las deformaciones que se producen en el medio. En la Figura 3.1 las fuerzas que actúan sobre el bloque acumulan energía en forma de esfuerzos hasta que se sobrepasa el limite de resistencia del material y se produce la ruptura, pasando de un estado de

esfuerzos inicial σ_1 a otro final σ_2 . La energía total puede ser conocida a partir del producto de los valores del desplazamiento medio (d), por la superficie de la falla (A) y por el esfuerzo medio $\bar{\sigma}$; es decir, la media aritmética de los esfuerzos de cizalla actuantes antes y después del movimiento (Udías, 1997).

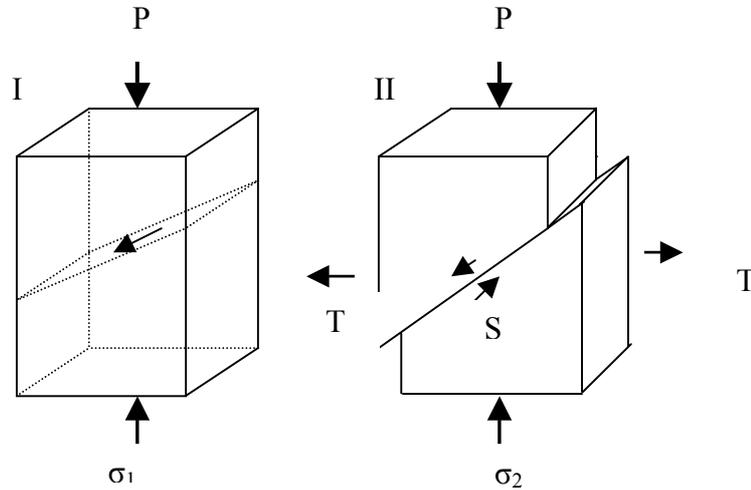


Figura 2.3.- Esfuerzos antes (σ_1) y después de la ruptura (σ_2). P representa la fuerza de compresión, T la fuerza de tensión y S , la superficie de ruptura.

La energía total liberada puede ser obtenida a partir de :

$$E_{tot} = \bar{\sigma} \cdot A \cdot d = \frac{1}{2} \cdot (\sigma_1 + \sigma_2) \cdot A \cdot d \quad (2.18)$$

donde:

A = Área de la superficie de ruptura

d = valor medio de la dislocación

σ_1, σ_2 = esfuerzos inicial y final, antes y después de la ruptura

$\bar{\sigma}$ = esfuerzo medio

En general, la energía liberada por el sismo es utilizada para estimar el esfuerzo medio de cizalladura $\bar{\epsilon}$ o el esfuerzo medio $\bar{\sigma}$ (Aki, 1980) y (Wyss y Brune, 1968),

$$\frac{E_{tot}}{M_o} = \frac{\bar{\sigma}}{\mu} = \bar{\epsilon} \quad (2.19)$$

donde

$$E_{tot} = E_{sis} + E_p \quad (2.20)$$

E_{sis} : energía elástica irradiada en forma de ondas sísmicas.

E_p : Trabajo necesario para iniciar el proceso de ruptura y energía que es convertida en forma de calor friccional en la vecindad de la fuente

La relación entre E_{sis} y E_{tot} , es llamada eficiencia sísmica:

$$\frac{E_{sis}}{E_{tot}} = \eta \quad (2.21)$$

y define la fracción de la energía total liberada por el sismo que se convierte en energía sísmica irradiada (Lay y Wallace, 1995) y (Udías, 1989) variando con valores de 0.02 a 1.0 (Wyss, 1970) y (Hurtig y Stiller, 1984). La importancia de conocer la eficiencia sísmica es establecer la relación existente entre la tensión total y las fuerzas que actúan sobre la falla, de tal manera que,

$$E_{sis} = \eta \cdot \bar{\sigma} \cdot A \cdot d = \bar{\sigma}_{app} \cdot A \cdot d \quad (2.22)$$

$$\bar{\sigma}_{app} = \eta \bar{\sigma} = \mu \frac{E_{sis}}{M_0} \quad (2.23)$$

donde, $\bar{\sigma}_{app}$, es conocido como esfuerzo aparente el cual está relacionado con la resistencia del material en el que se produce la fractura (Wu. Z, 2001), siendo una de las cantidades físicas más importantes para describir la fuente sísmica al proporcionar información acerca del nivel de esfuerzo regional.

CAPITULO 3

LA RED SÍSMICA NACIONAL Y TRATAMIENTO DE LA SEÑAL

El paso de las ondas sísmicas por el interior de la Tierra es registrado por las diferentes estaciones que conforman una red sísmica, la cual de acuerdo al número de estaciones y al área de cobertura, se puede clasificar en red local, regional o mundial. En cualquier caso, la red sísmica esta conformada por un conjunto de estaciones las cuales están distribuidas de manera tal que se pueda obtener información acerca de los procesos de ruptura y fenómenos sísmicos asociados. Las estaciones pertenecientes a una red sísmica local, abarcan áreas pequeñas, siendo la distancia entre cada estación en promedio menor a 100 km y la transmisión de la data se realiza de forma directa al centro de adquisición y procesamiento de datos. Esta red tiene por objetivo obtener información microsísmica. La red sísmica regional monitorea la actividad sísmica que se produce a distancias medias menores a 1800km y por lo general, son parte de las redes sísmicas de cada país, siendo la transmisión de la data por medio de telemetría, línea telefónica o satélite. La red sísmica mundial esta constituida por estaciones distribuidas en todo el mundo considerando distancias mayores a 1000 km; por lo tanto, la transmisión de la data se realiza frecuentemente por satélite. El objetivo de estas redes es monitorear la actividad sísmica a escala mundial. Es de interés mencionar, que la capacidad de registro de cada red dependerá del tipo de instrumento, del umbral mínimo de magnitud de los sismos que se desee registrar y el tamaño del área que se desea

monitorear. Asimismo de acuerdo al tipo de investigación que se realice, es posible disponer de información sísmica local, regional o telesísmica.

3.1 RED SÍSMICA NACIONAL DEL PERU (RSN).

La Red Sísmica Nacional del Perú esta a cargo del Instituto Geofísico del Perú, siendo esta de tipo regional. Desde el punto de vista histórico, la primera estación instalada en Perú fue en la ciudad de Lima en el año 1907. Posteriormente, en 1931 se instaló la estación de Huancayo (HUA), equipada con 3 sismómetros de periodo corto y 3 de periodo largo. A mediados de 1962, se realiza la instalación de estaciones similares a los de Huancayo en la localidad de Ñaña en Lima y Characato en Arequipa (Tavera, 2001). A inicios de la década de los años 60 estas estaciones fueron integradas a la Red Sísmica Mundial "World Wide Seismological Standard Network". En general, se puede considerar que la Red Sísmica Nacional (RSN) tuvo sus inicios en la década de los años 80, fecha en que se instalaron estaciones de periodo corto cerca de la línea de costa de las regiones Norte, Centro y Sur de Perú, siendo los datos transmitidos por telemetría. A partir del año 1996, la RSN inició su implementación con estaciones de banda ancha. Actualmente, la Red Sísmica Nacional de Perú consta de 31 estaciones de periodo corto y banda ancha distribuidas en casi todo el país, según se muestra en la Figura 3.1. Las estaciones de periodo corto equipadas con sismómetros SS-1 de componente vertical y las de banda ancha (BB) con registradores tipo Reftek. Las estaciones de periodo corto están integradas en tres grupos principales con transmisión telemétrica y con una sede central de registro. El primer grupo se encuentra en la región Norte de Perú y esta constituida por 5 estaciones: Huarmaca (HCA), Porculla (PCU), Portachuelo (PCH), Montañita (MTA) y Mal Paso (MPA), todas transmiten los datos a la sede central de Chiclayo. En la región Central existe la red denominada Red Sísmica Telemétrica de Tablachaca (RSTT), integrada por 7 estaciones: Atocpunta (ATP), Quellococha (QCO), Quimsachumpi (QCH), Rundovilca (RUN), Tablachaca (TBL), Wallpari (WAL) y Poccyacc (PYC), todos transmiten los datos a la ciudad de Huancayo. Una tercera red se ubica en la zona llamada "Sur Chico" y consta de 4 estaciones: Guadalupe (GUA), Paracas (PAR), Quilmana (QUI) y Zamaca (ZAM), que transmiten datos a la sede del IGP en Lima. Finalmente, en Lima se cuenta con las estaciones de Camacho (CAM) y Suche (SCH), en Arequipa la estación Cayma (CAY) que registra insitu. Las estaciones de banda ancha se encuentran distribuidas en la región Norte: Piura (PIU), Pucallpa (PCU) y Cajamarca (CAJ); en la región Central: Huancayo (HUA), Huaylas (YLA) en Ancash y Naña (NNA) en Lima y en la región Sur: Conima (CON) en Puno, Cuzco (CUS) en Cuzco, Toquepala (TOQ) y La Yarada (LYA) en Tacna. Las estaciones de periodo corto (Figura

3.2), están equipadas con sismómetros de tipo Kinematics SS-1 y tienen como frecuencia máxima de registro 1 Hz (SS-I, L4C y WR1), siendo la magnificación del orden de $10E+4$ o $10E+5$. Las estaciones con sismómetros de banda ancha (Figura 3.1) son de tipo Kinematics o Nanometrics de 24-bit y cuyos rangos de frecuencia de registro son del orden de 0.03 a 50 y 100Hz. La principal ventaja de los instrumentos de banda ancha es que presentan una banda grande de frecuencias en donde la señal sísmica es registrada sin ninguna saturación.

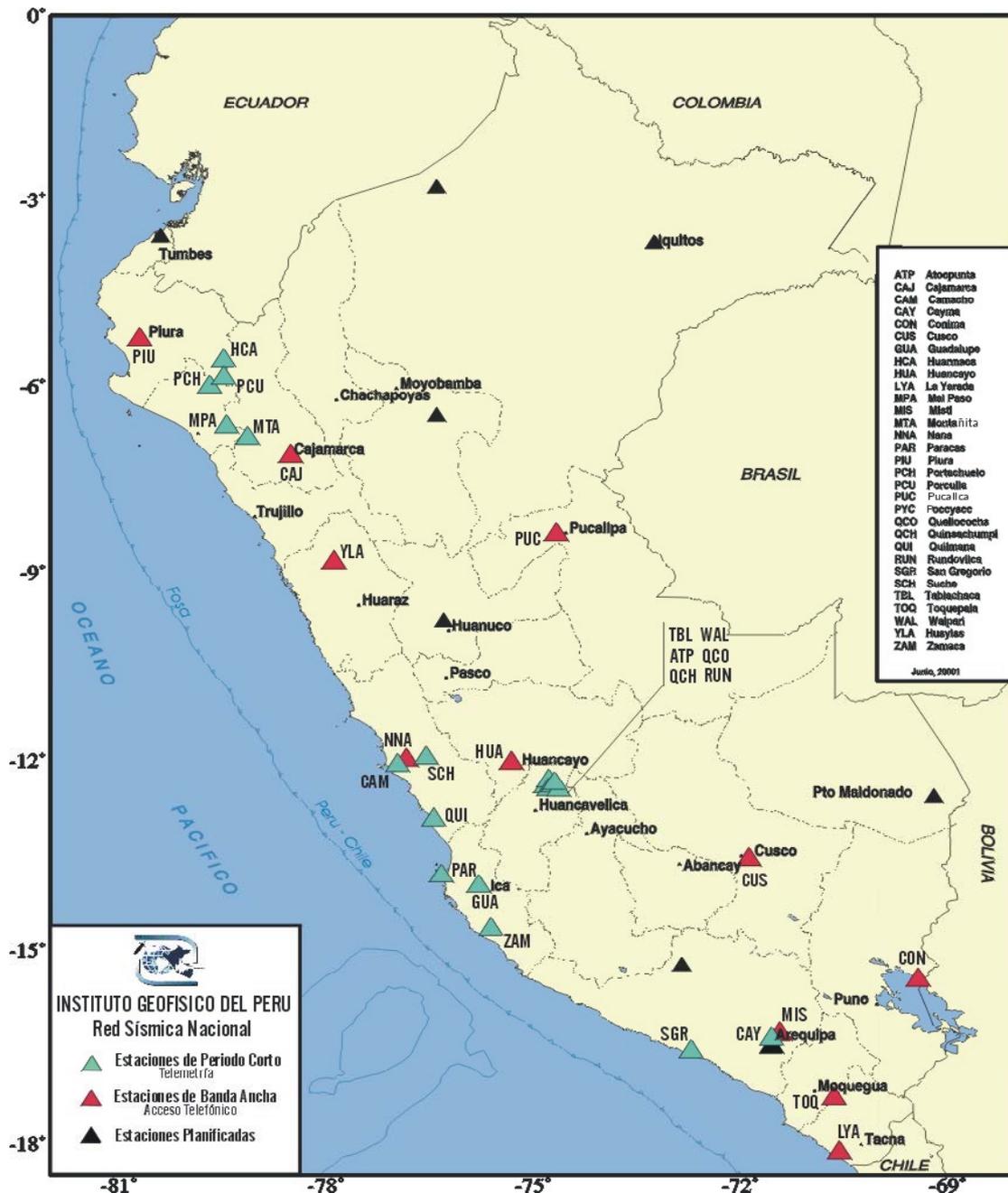


Figura.3.1 Distribución de las estaciones sísmicas que integran la Red Sísmica Nacional del Perú.

Las estaciones sísmicas transmiten el flujo de datos a la sede central de Lima mediante dos modos: por telemetría e interrogación telefónica. Los datos transmitidos por telemetría son recepcionados mediante un sistema de adquisición ACQ-Sismalp que registra eventos en función de la relación señal-ruido (STA/LTA). Esta información es utilizada para el procesamiento rápido y posterior localización de los sismos ocurridos en cualquier punto del Perú, a fin de reportar la información a otras instituciones como Defensa Civil (INDECI), DHM y medios informativos. Este sistema de adquisición y procesamiento de datos (ACQ-Sismalp) ha sido implementado recientemente con una serie de algoritmos que han permitido brindar mayor rapidez y dinamismo a los procedimientos que se siguen para localizar los sismos. Los datos obtenidos mediante interrogación por línea telefónica (estaciones de banda ancha), son utilizada para el procesamiento y localización final de los sismos a fin de elaborar boletines sísmicos mensuales y en conjunto integrar los parámetros hipocentrales de los sismos al catalogo sísmico y a la base de datos del IGP.

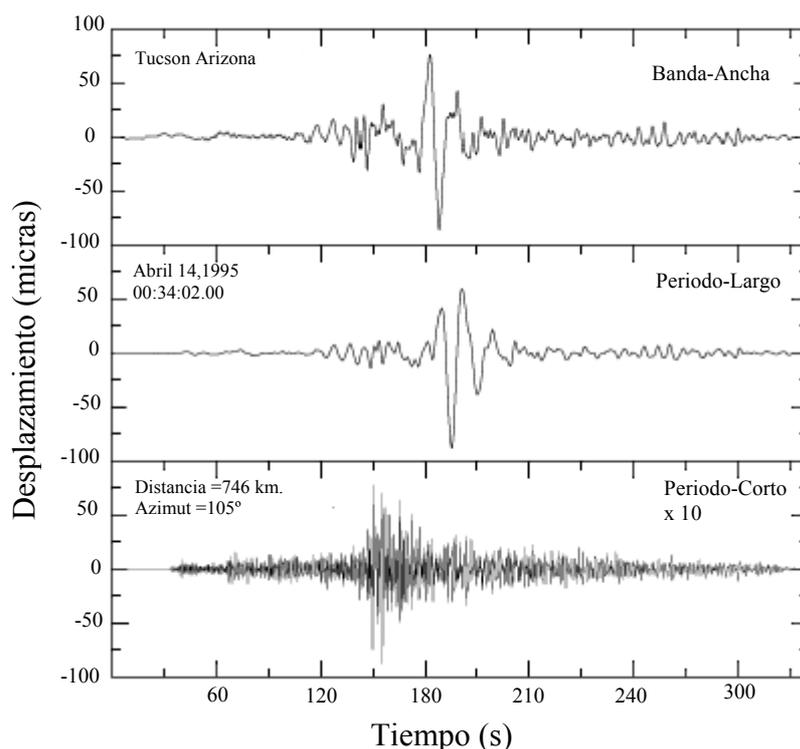


Figura.3.2.- Registros del sismo de Tucson Arizona ocurrido el 14/04/1995 y registrado por instrumentos de Banda Ancha ,Periodo- Largo y Periodo –Corto (World-Wide Standard Seismic Network ,(WWSSN)).

La Figura 3.2 muestra el desplazamiento del suelo observado cerca de Tucson, Arizona, causado por un sismo y registrado por un instrumento de Banda Ancha y a partir

del cual se simula matemáticamente las señales que habrían sido registradas por instrumentos de Periodo-Largo y Periodo-Corto (escalada por un factor de 10). Los desplazamientos son mostrados en micrones (1×10^{-6} metros). En general, en los registros de periodo largo se pueden identificar correctamente sismos regionales y telesísmos ricos en bajas frecuencias, en los de periodo corto se registran correctamente sismos locales y regionales que contienen altas frecuencias del orden de 1 Hz y los de banda ancha abarcan tanto el periodo corto como el largo, registrando un gran rango de frecuencias. Estos sismómetros permiten ampliar la ventana frecuencial de observación de las manifestaciones de los sismos para estudiarlos a la frecuencia que corresponde al real movimiento del suelo, así como también incrementar la posibilidad de registrar señales sísmicas de diversos rangos energéticos con menor probabilidad de saturación, tanto en amplitud como en frecuencia.

3.2 SISMOMETROS DE BANDA ANCHA

El principio de inercia de los cuerpos es muy importante para registrar el movimiento del suelo. Este principio considera que todos los cuerpos tienen una resistencia al movimiento y este puede ser medido con respecto a la posición de una masa suspendida por un elemento que le permita permanecer en reposo por algunos instantes con respecto al suelo. El mecanismo consiste en una masa suspendida de un resorte fijado a un soporte acoplado al suelo (Figura 3.3 a) y cuando el soporte se sacude al paso de las ondas sísmicas, la inercia de la masa hace que ésta permanezca un instante en el mismo sitio de reposo y posteriormente tienda a oscilar y al no reflejar el verdadero movimiento del suelo, es necesario amortiguarla. En los sismómetros electromagnéticos, en el que el desplazamiento de la masa produce el movimiento relativo de una bobina dentro del campo magnético de un imán. En algunos casos la parte móvil es el imán y en otros la bobina. Al producirse el movimiento del suelo se genera corriente en la bobina proporcional a la velocidad de movimiento del suelo (Figura 3.3 b); es decir, que los sismómetros convierten el movimiento del suelo en una señal eléctrica que es expresada en voltios. Esta señal es directamente proporcional al movimiento relativo entre la masa oscilante y la caja del sensor que se mueve con el suelo, al que se halla rígidamente unida. Este movimiento relativo, para frecuencias mayores que la frecuencia propia de oscilación (zona plana de la curva de respuesta), es proporcional al movimiento del suelo y, por tanto, en esta zona la señal eléctrica de salida es proporcional a la señal de entrada (velocidad del suelo)

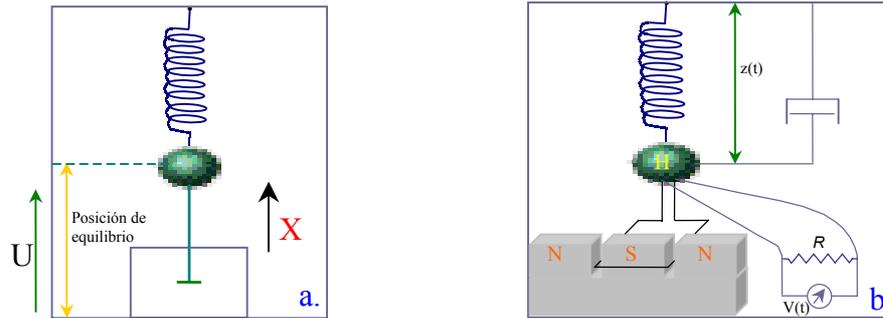


Figura. 3.3 a) Modelo básico de un péndulo por inercia. U representa el sistema de coordenadas inercial y X las coordenadas del sistema que se mueve con la caja rígida. b) Modelo básico de un sismómetro electromagnético. R es la resistencia y $V(t)$ el voltaje inducido por el movimiento del suelo.

Si se adhiere a la masa suspendida un pincel o lápiz a fin de que inscriba en un papel sobre un cilindro que gira a tiempo constante, se registraría el movimiento del suelo. El papel o lámina sobre el cual se registra el movimiento del suelo se llama sismograma. Debido a que el movimiento del suelo se realiza en tres dimensiones, es necesario registrarlo además de una componente vertical (z), en componentes horizontales (N-S, E-W) con péndulos que oscilan en dirección similar al giro de una puerta con el eje ligeramente inclinado a fin de lograr mayor estabilidad en su movimiento.

Los primeros sistemas de registro fueron de tipo analógicos, es decir la información sísmica se registra en papel térmico y/o ahumado, en intervalos de 12 a 24 horas. Los sismogramas llevan en la parte superior las características de la estación de registro y la hora de inicio del registro. Con el avance de la tecnología y la sismometría, se logro registrar el movimiento del suelo en formato digital. Para lo cual se hace uso de convertidores A/D, discretizadores, moduladores etc. Por lo general, los sismógrafos eran de dos tipos o registraban información sísmica en dos diferentes rangos de frecuencia, periodos cortos (1 seg) y periodos largos (15-100 seg). El primero adecuado para sismos que ocurren en el campo cercano y los segundos en el campo lejano. Sin embargo, después de los años 70 se construyeron instrumentos que permitían registrar mayores rangos de, entre 0.1-100 segundos y son conocidos como de Banda Ancha. Este adelanto en la sismometría se logró gracias a los progresos conseguidos en el modo de registro (registros magnéticos digitales) y en el desarrollo del sismómetro de balance de fuerzas de Wieland y Strekeisen (1983). A fin de registrar la información digital, se hace uso de convertidores analógicos-digitales de 12, 16 y 24 bits que permiten cubrir rangos dinámicos del orden de 140 db (1/10000000). Esta característica permite que el instrumento únicamente se sature con sismos de $M > 5$ para el campo cercano (10 grados

de distancia epicentral) o para $M > 9$ para un telesismo a 30 grados de distancia con $M > 9$. A fin de salvar el problema de almacenamiento de información, ya que si la señal se muestrea a 20 Hz en una semana se tendría 100 Mbytes, se cuenta con cintas magnéticas y discos ópticos.

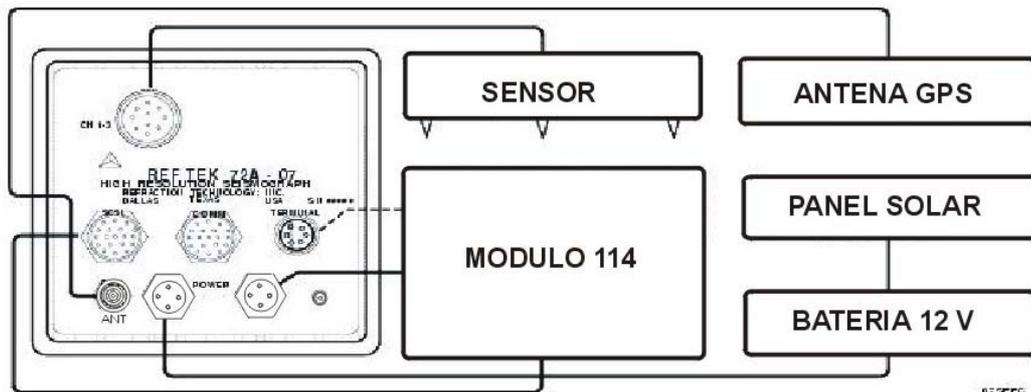


Figura 3.4.- Esquema de operación del sismómetro de banda ancha

La Figura 3.4 muestra el esquema de operación del sismómetro de banda ancha, el sensor detecta el movimiento del suelo, el cual es traducido a una señal eléctrica análoga que es llevada al registrador donde es amplificada y es convertida de analógica a digital para luego ser almacenada en su memoria. Para sincronizar el tiempo con una señal horaria externa de tiempo universal se cuenta con GPS. Asimismo para la transmisión de la señal a la sede central del IGP se cuenta con un modulo de comunicaciones 114, el cual permite el enlace telefónico a través de un modem.

3.3 TRATAMIENTO DE LA SEÑAL.

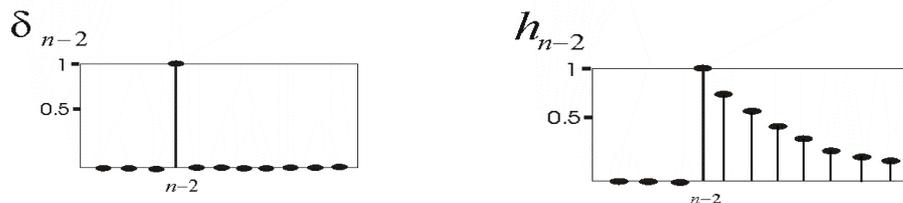
Se entiende por tratamiento de la señal sísmica, al análisis del registro en tiempo o frecuencia a fin de entender la información que se requiere para cualquier estudio de investigación. Frecuentemente, se procede a analizar la información de interés, aplicando filtros en el dominio de las frecuencias, proceso conocido como convolución, si se desea extraer información y obtener el real movimiento del suelo, se realiza también el proceso de filtrado inverso, conocido como deconvolución o división espectral.

3.3.1.-Convolución:

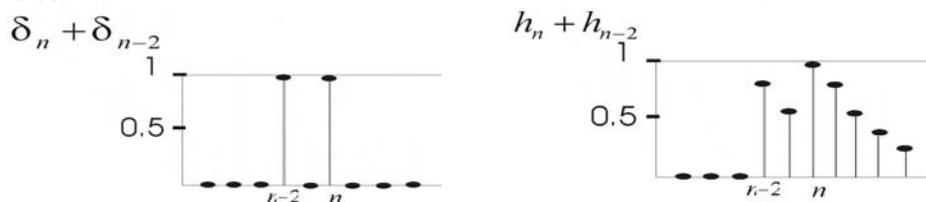
Si se considera el ingreso consecutivo de varios tipos de señales al sismómetro, se tendría un ejemplo típico de "sistemas lineales", ya que la señal de salida corresponde a una superposición de señales independientes de salida para cada entrada. Se muestra un ejemplo de impulso de entrada que tiene amplitud unidad y la correspondiente salida que es llamada "respuesta de impulso unidad", mediante la siguiente representación.



Ahora, si se calcula la señal de salida $y_n = y_0, y_1, y_2, \dots$ para un movimiento arbitrario del suelo $x_n = x_0, x_1, x_2, \dots$, usando la respuesta de impulso unidad dada, se tiene otro impulso unidad con un retraso de tiempo de $2\Delta t$ y una correspondiente salida como



Cuando la señal de entrada es la suma de dos impulsos, la señal de salida también se expresa como una suma de la respuesta de impulso unidad debido a la linealidad del sistema.



Similarmente, si la entrada es una serie de cuatro impulsos unidad ($n=4$) expresada como $\sum_{k=0}^3 \delta_{n-k}$, la respuesta de salida quedaría también expresada como:

$$\sum_{k=0}^3 h_{n-k}$$

Cuando los impulsos de entrada tienen amplitudes diferentes, puede darse como x_0, x_1, x_2, x_3 y la correspondiente señal de salida puede ser dada usando x_k como

$$: \sum_{k=0}^3 x_k \delta_{n-k} \quad , \quad \sum_{k=0}^3 x_k h_{n-k}$$

Aquí se nota que la señal de entrada anterior es nada más que x_n ,

$$x_n = \sum_{k=0}^3 x_k \delta_{n-k} \quad (3.1)$$

Siendo esta la forma generalizada de la función de entrada arbitraria (x_n) y su correspondiente señal de salida (y_n) se obtiene usando la respuesta de impulso unidad (h_n) como,

$$y_n = \sum_{k=0}^n x_k h_{n-k} \quad (3.2)$$

Esta suma es llamada "convolución". El límite superior de la suma se reemplaza con n para el caso más general, además el impulso de respuesta h_n es cero para todos los índices de tiempo negativo. A fin de explicar mejor el teorema de convolución se evaluará el término y_3 como una señal de salida y para esto, se supone que el tiempo presente es $n=3$.

i) La influencia de la señal de entrada x_3 a la salida se da como el producto de x_3 y del primer impulso inicial ($t=0$); es decir, $x_3 h_0$.

ii) Similarmente, las señales de entrada x_1, x_2 y x_0 influyen en la señal de salida como $x_1 h_2, x_2 h_1$ y $x_0 h_3$ respectivamente.

iii) La influencia total en la señal de salida es,

$$\begin{aligned} y_3 &= x_3 h_0 + x_2 h_1 + x_1 h_2 + x_0 h_3 \\ &= \sum_{k=0}^3 x_k h_{3-k} \end{aligned} \quad (3.3)$$

Para un modelo continuo, la convolución se expresa por la integral siguiente,

$$y(t) = \int_0^t x(\tau) h(t-\tau) d\tau \quad (3.4)$$

Si se asume la respuesta de impulso unidad $h(t)$ como causal; es decir, $h(t) = 0$ para $t < 0$, la ecuación (4) puede ser escrita como:

$$y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} x(\tau)h(t - \tau)d\tau = x(t) * h(t) \quad (3.5)$$

siendo este término la "integral de convolución".

Una señal sísmica puede ser considerada como la salida de una serie de filtros que representan diferentes procesos como la propagación de las ondas (reflexión, refracción), atenuación de la señal sísmica. En general, cada filtro contribuye o no con información a la señal de entrada. Si $x(t)$ representa la señal de entrada, $i(t)$ los diferentes procesos que afectan a la señal de origen y $y(t)$ la señal de salida, la relación entre estas señales se denomina convolución.

$$y(t) = x(t) * i(t)$$

Un sistema lineal no sólo puede caracterizarse por la función respuesta de impulso unidad $h(t)$, sino también por "la función de respuesta de frecuencia $H(\omega)$ " que se define como la transformada de Fourier de $h(t)$:

$$H(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t)e^{-i\omega t} dt \quad (3.6)$$

$h(t)$ es dado por la transformada inversa de Fourier como:

$$h(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} H(\omega)e^{i\omega t} d\omega \quad (3.7)$$

Si $X(\omega)$ y $Y(\omega)$ son los espectros complejos de la entrada y salida del sistema lineal, la relación siguiente en el dominio de frecuencias es equivalente a la integral de convolución en el dominio de tiempo.

$$Y(\omega) = X(\omega).H(\omega) \quad (3.8)$$

ω es la frecuencia angular.

La convolución se entiende entonces como un procedimiento matemático para componer dos funciones. La relación entre convolución y la Transformada de Fourier viene definida por el Teorema que afirma que el unir (mezclar) dos funciones dependientes del tiempo es equivalente a multiplicar sus respectivas Transformadas de Fourier en el dominio de las frecuencias (Sherbaum, 1996).

3.3.2. Deconvolución:

El procedimiento sísmológico práctico para conocer la "señal de entrada" x_n para sistemas lineales a partir de la señal de salida y_n , y de la respuesta de impulso unidad h_n es llamado "deconvolución"

En la siguiente sumatoria,

$$y_n = \sum_{k=0}^n x_k h_{n-k} \quad (3.9)$$

la convolución puede darse explícitamente para los primeros términos como,

$$\begin{aligned} y_0 &= x_0 h_0 \\ y_1 &= x_0 h_1 + x_1 h_0 \\ y_2 &= x_0 h_2 + x_1 h_1 + x_2 h_0 \\ y_3 &= x_0 h_3 + x_1 h_2 + x_2 h_1 + x_3 h_0 \\ &\cdot \\ &\cdot \end{aligned} \quad (3.10)$$

Entonces, los x_n pueden ser obtenidos consecutivamente como,

$$\begin{aligned} x_0 &= \frac{1}{h_0} y_0 \\ x_1 &= \frac{1}{h_0} (y_1 - x_0 h_1) \\ x_2 &= \frac{1}{h_0} (y_2 - x_0 h_2 - x_1 h_1) \\ &\cdot \\ &\cdot \end{aligned} \quad (3.11)$$

En general, este procedimiento puede ser expresado por la siguiente ecuación,

$$x_n = \frac{1}{h_0} (y_n - \sum_{k=0}^{n-1} x_k h_{n-k}) \quad (3.12)$$

la cual es llamada "deconvolución."

Siendo la convolución una suma de dos señales, la deconvolución se entiende como la substracción o separación de las señales a partir de la señal de salida. La deconvolución se da en el dominio de frecuencia como una división de la señal de salida por cada una de las señales de entrada (Ibáñez, 1997),

$$X(\omega) = \frac{Y(\omega)}{H(\omega)}$$

Frecuentemente, se utiliza este procedimiento para extraer de la señal sísmica, la amplificación del medio y del instrumento de registro, conocido este último como respuesta instrumental o función de transparencia.

3.4. FUNCIÓN DE TRANFERENCIA

La respuesta instrumental o función de transferencia para los instrumentos de las estaciones digitales de banda ancha es definida de la siguiente manera:

$$H(\omega) = S_d \cdot A \cdot \frac{\prod_{n=1}^N (i\omega - z_n)}{\prod_{m=1}^M (i\omega - p_m)}$$

donde:

$\omega = 2\pi f$ (f es la frecuencia expresada en Hz).

z_n, p_m = Ceros y polos instrumentales.

A = factor de normalización.

S_d = factor de escala o sensibilidad del sistema.

M, N = numero de polos y ceros.

Los valores de las constantes A y S_d , así como de los polos y ceros son propios y dependen del tipo del instrumento (aceleración, velocidad o desplazamiento).

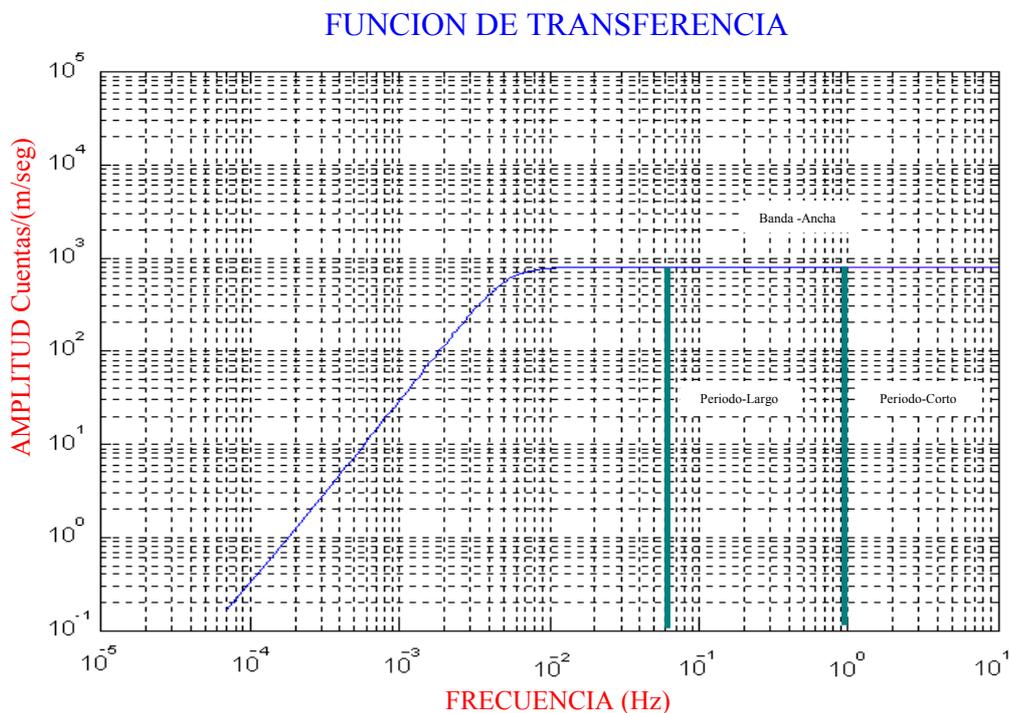


Figura 3.5. - Curva de respuesta instrumental de velocidad del sismógrafo de la estación sísmica CUS de la Red Sísmica Nacional del Perú

En la Figura 3.5. se puede observar la banda de frecuencias de un sismómetro de banda ancha incluye los rangos de frecuencia de los sismómetros de periodo corto (1 Hz) y periodos largo (1/15 Hz) además, esta curva es plana entre las frecuencias 0.01 Hz.

hasta 10 Hz; es decir proporcional al movimiento del suelo generado por los sismos o por las oscilaciones de la tierra.

3.5. TRATAMIENTO DE SISMOGRAMAS DIGITALES

En el presente estudio se ha utilizado registros sísmicos digitales correspondientes a sismos de magnitud grande para los cuales se ha evaluado la relación señal/ ruido a fin de no someter a mayor proceso de filtrado y mantener el total de la información sísmica que procede de la fuente. En los registros digitales, se pueden apreciar algunos factores que no están relacionados con las ondas sísmicas y que se pueden deber a fenómenos térmicos generados dentro del sismómetro, efectos de presión barométrica en el sensor o por ruido ambiente causado a veces por fuertes vientos (Chavarría y Lusagna, 2003). Los primeros se presentan después de varios años de operatividad de la estación; mientras que, la segunda es continua en el tiempo. Muchos investigadores filtran la señal para eliminar el ruido pero a la vez se corre el riesgo de perder parte de la información proveniente de la fuente del sismo. Si no se aplica correctamente un filtro (pasa altas o pasa bajas) se puede distorsionar la señal pudiendo estudiar el sismo a una frecuencia que probablemente no corresponda al proceso real de la ruptura. Un criterio para elegir un filtro adecuado, es evaluando previamente la relación señal/ruido. La práctica ha mostrado que esta relación debe ser mayor a 80 a fin de contar con registros de calidad (Tavera y Bufforn, 1998).

Los sismógrafos registran las señales sísmicas en cuentas; por lo tanto debe hacerse la respectiva corrección por instrumento (respuesta instrumental) para obtener la señal en velocidad, expresada en metros por segundo.

La Figura 3.6 muestra el registro de la señal sísmica que corresponde al sismo de México de 15/06/1999, registrado en la estación de Cusco (CUS). En dicha señal se puede distinguir claramente las fases P y S, además de la fase LR. También se aprecia que el contenido frecuencial es mayor para el grupo de la fase P. En la Figura 3.7 se muestra el análisis de la relación señal/ruido correspondiente a este sismo y se observa las diferencias de amplitudes que corresponden a la señal y al ruido que le precede, siendo el ruido no significativo, lo cual también se aprecia si se compara sus espectros de amplitud, siendo la señal 80 veces mas grande que el ruido.

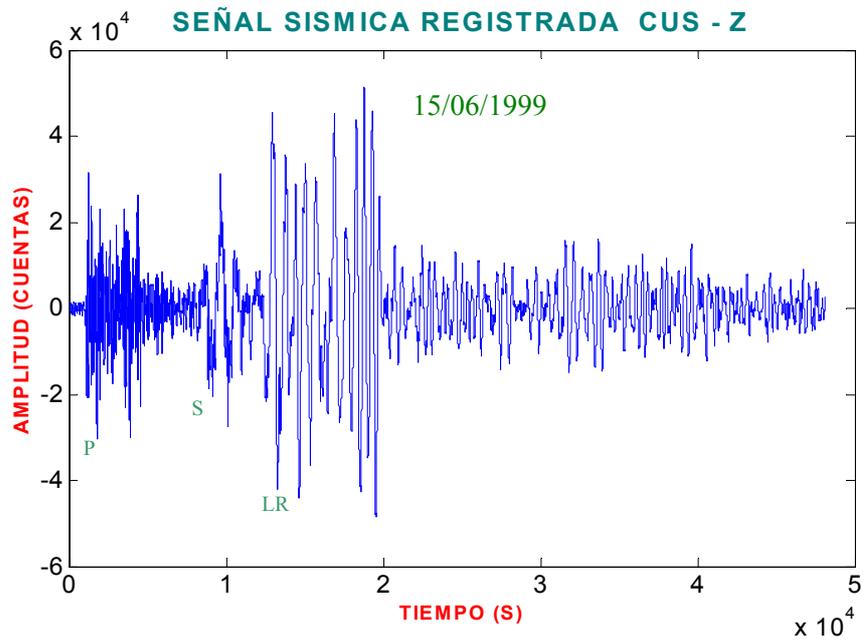


Figura 3.6.-Registro en velocidad en la estación CUS correspondiente al sismo de México del 15/06/1999.

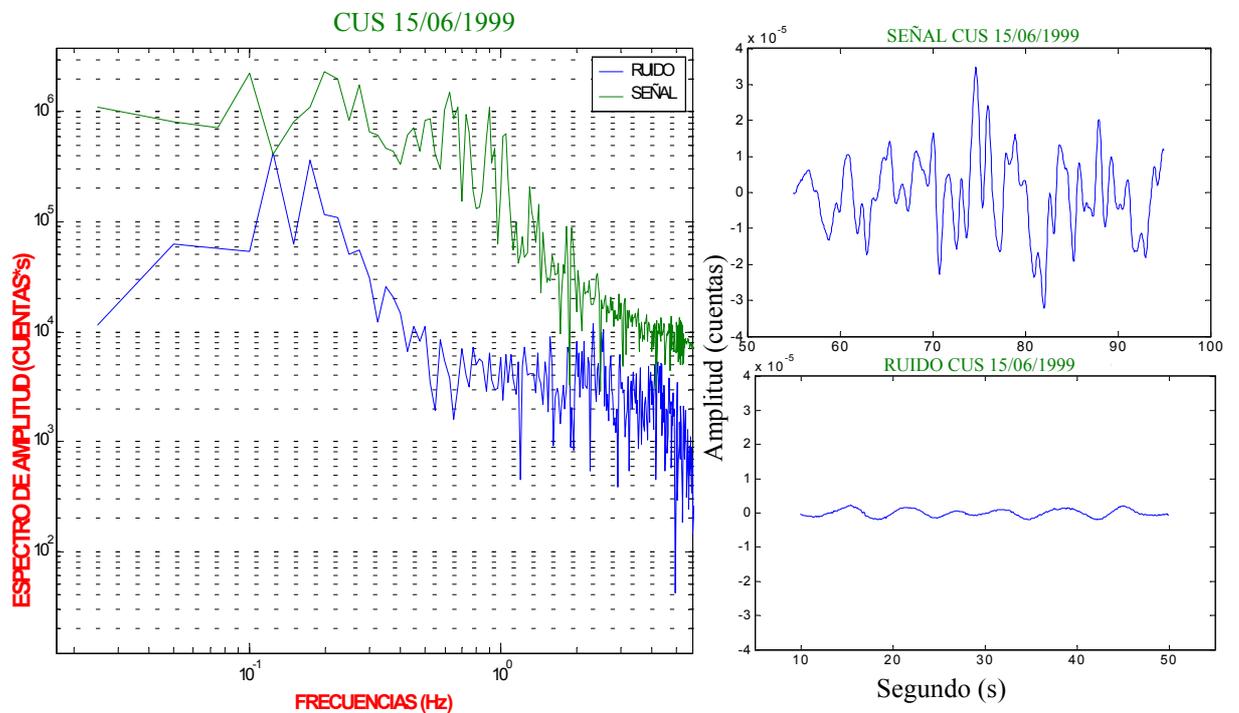


Figura 3.7. Comparación entre el espectro de amplitud del registro del sismo y del ruido que le precede para el sismo del 15/06/1999 ocurrido en México. En ambos casos se ha seleccionado una ventana de 40 segundos.

Realizada la deconvolución por división espectral se obtiene el registro de la Figura 3.8 que corresponde a la señal del sismo de México del 15/06/1999 sin efectos del medio y corregida por su respuesta instrumental. Obsérvese que las amplitudes y frecuencias de la señal no han variado, tan solo las primeras han sido escaladas a unidades físicas conocidas, esto debido a las bondades de la capacidad de registro de las estaciones de banda ancha.

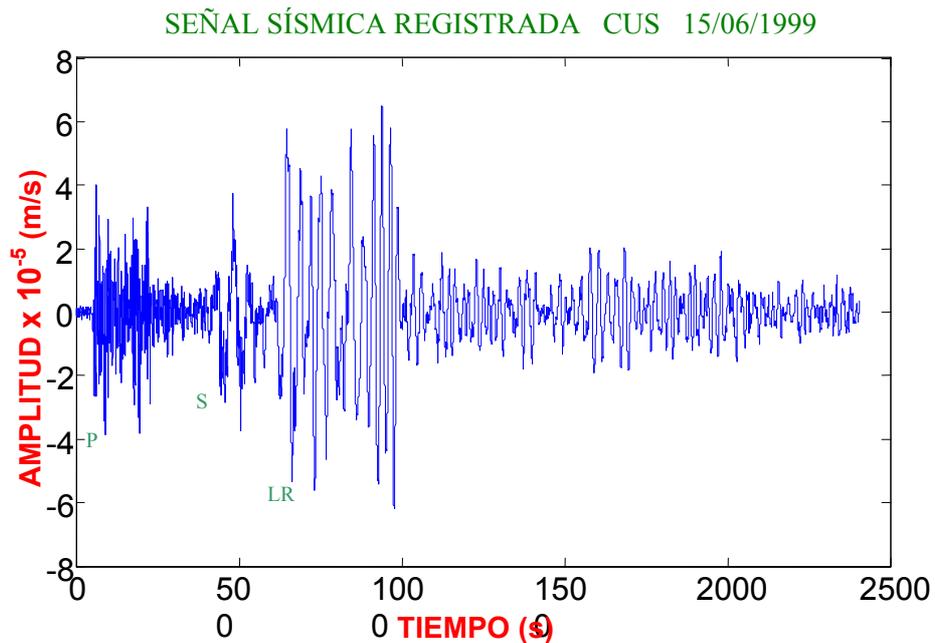


Figura 3.8.- Registro del sismo de México corregido por respuesta instrumental y expresado en m/s.

CAPITULO 4

METODOLOGÍA PARA EL CÁLCULO DE LA ENERGIA SÍSMICA

En este capítulo se describe la metodología seguida para determinar la energía sísmica liberada por eventos telesísmicos a partir de la integración del espectro de potencia del registro de velocidad de las ondas P y S. Este procedimiento no considera la magnitud del sismo; por lo tanto, se obtienen valores más reales del tamaño del sismo en función de la cantidad de energía que se libera en la fuente del sismo. El cálculo de la energía se realiza en el campo lejano ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) considerando las condiciones apropiadas para un determinado modelo de radiación para las ondas (modelo de cizalladura) y la absorción anelástica que ocurre en el manto (factor de atenuación); además, de las correcciones por la superficie libre, efectos de instrumentación y la expansión geométrica del frente de ondas que describe la propagación e interacción de las ondas sísmicas con el medio, desde la fuente hasta la estación registro.

Para el tratamiento de la señal sísmica y el cálculo de la energía, se ha elaborado un programa usando como lenguaje de programación el Matlab 6.0 y cuya representación gráfica se da como diagrama de flujo al final de este capítulo. En este diagrama se describe la secuencia lógica seguida para calcular la energía sísmica, el cual ha sido estructurado en 3 etapas, siendo esta la mejor manera de explotar las técnicas de la programación y hacer uso de las instrucciones del lenguaje de programación para obtener un programa confiable, fácil de comprender y modificar.

4.1 FORMULACION FISICA.

La generación de las ondas sísmicas es debido a los procesos de deformación y ruptura que se producen en el foco sísmico (lugar donde se inicia la ruptura), siendo la Tierra un medio elástico por el cual se propagan ondas. La representación mecánica más simple del proceso dinámico que se desarrolla en el foco, son las fuerzas actuando en un punto. Estas fuerzas son consideradas como el límite de fuerzas aplicadas sobre la superficie de un cierto volumen cuando este tiende a cero. Las representaciones de este tipo se denomina modelos puntuales y son válidas cuando las dimensiones reales del foco son muy pequeñas comparadas con la distancia entre el foco y el punto de observación. Se supone, una fuente sísmica puntual y un medio homogéneo, isotrópico no absorbente, en el cual la energía elástica irradiada es transportada por ondas de cuerpo longitudinales y transversales (P y S). La densidad de energía sísmica en un punto es dado por:

$$e(t) = \rho \cdot v \cdot \dot{u}^2(t) \quad (4.1)$$

donde:

$e(t)$ = densidad de energía sísmica

ρ = densidad

$\dot{u}(t)$ = velocidad del suelo en función del tiempo

v = velocidad de fase

Suponiendo que la energía de las ondas elásticas es dos veces la energía cinética, la energía sísmica total puede ser obtenida integrando (4.1) sobre una esfera unitaria que rodea el foco y en el tiempo (t_1, t_2) correspondiente a la duración de la onda sísmica.

$$E_{sis} = \iint_S \int_{t_1}^{t_2} e(t) dt dS = \rho v \iint_S \int_{t_1}^{t_2} \dot{u}^2(t) dt dS \quad (4.2)$$

La transformación de (4.2) en el dominio de frecuencias se hace usando el teorema de Parseval';

$$\int_{t_1}^{t_2} \dot{u}^2(t) dt = \frac{1}{\pi} \int_{\omega_1}^{\omega_2} |\overline{\dot{u}(\omega)}|^2 d\omega \quad (4.3)$$

donde t_1, t_2 y ω_1, ω_2 son intervalos de tiempo y frecuencia, respectivamente.

En general, el registro de una onda sísmica, corresponde a una serie de tiempo cuya amplitud varía frecuentemente con el tiempo. Cuando se analiza los procesos

físicos que se producen en la fuente a partir de sus registros se sigue dos técnicas diferentes: el análisis en el dominio de tiempo y el análisis en el dominio de la frecuencia. La última es la que se ha usado en el desarrollo del presente estudio.

Cualquier serie $u(t)$ puede expresarse por la siguiente integral,

$$u(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} U(f) \exp(2\pi i f t) df \quad (4.4)$$

donde $U(f)$ se llama "componente de Fourier" y en general tiene valores complejos.

$U(f)$ representa la contribución de energía de una frecuencia f a la serie de tiempo.

$$\exp(2\pi i f t) = \cos(2\pi f t) + i \sin(2\pi f t) \quad (4.5)$$

Así, la ecuación (4.4) puede ser interpretada como una serie de tiempo que se expresa como la superposición de ondas en forma de cosenos y senos con una diversidad de frecuencias. Recíprocamente, la componente $U(f)$ es expresada por $u(t)$ como,

$$U(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} u(t) \exp(-2\pi i f t) dt \quad (4.6)$$

La ecuación (4.6) es llamada "Transformada de Fourier" y la ecuación (4.4) "Transformada Inversa de Fourier". La serie de tiempo $u(t)$ es completamente expresada por $U(f)$ y viceversa. Es útil pensar en $u(t)$ y $U(f)$ como dos representaciones diferentes de la misma función.

El análisis en el dominio de frecuencias es importante en dos aspectos: (1) las ondas sísmicas contienen las frecuencias características que definen a las fuentes sísmicas y a la estructura del interior de la Tierra y (2) algunos datos son analizados mas eficazmente en el dominio de frecuencia que en el dominio del tiempo. Por ejemplo, las oscilaciones libres de la Tierra tienen muchas eigenfrecuencias que pueden ser identificadas al calcular el espectro de Fourier.

Las ecuaciones (4.4) y (4.6) describen un registro sísmico continuo de longitud infinita; sin embargo, en este estudio se considera una longitud finita y en este caso, la componente de Fourier para la frecuencia f está dada por ;

$$U(f) = \sum_{j=0}^{N-1} u_j \exp(-2\pi i f j \Delta t) \quad (4.7)$$

Si la frecuencia f se discretiza con un determinado intervalo se tiene,

$$\Delta f = 1/T = 1/N\Delta t, \quad f_k = k\Delta f = k/N\Delta t.$$

las componentes de Fourier discretas puede darse como:

$$\begin{aligned}
U_k &= U(f_k) \\
&= \sum_{j=0}^{N-1} u_j \exp(-2\pi i f_k j \Delta t) \\
&= \sum_{j=0}^{N-1} u_j \exp(-2\pi i j k / N) \quad k = 0, 1, 2, \dots, N-1
\end{aligned} \tag{4.8}$$

En las expresiones discretas, se asume la periodicidad de $u(t)$ con un intervalo $N\Delta t$. Aquí la señal sísmica es expresada como una serie de tiempo que puede recuperarse con la Transformada Discreta Inversa de Fourier como,

$$u_j = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} U_k \exp(-2\pi i j k / N) \quad j = 0, 1, 2, \dots, N-1 \tag{4.9}$$

U_k tienen los valores complejos como:

$$U_k = a_k + i b_k \tag{4.10}$$

Una vez obtenida la señal, ya en el dominio de las frecuencias, se procede a calcular la energía sísmica (Esis). Debido a que el modelo de radiación debe referirse de manera radial o esférica entonces $\bar{u}(t) \equiv \bar{u}(t, \theta, \varphi)$, siendo θ y φ las coordenadas esféricas. Así la integración se hace sobre una esfera de radio r_h (Dahlen, 1998) y (Haskell, 1964)

$$E_{sis} = \rho_h v_h r_h^2 \int_{\varphi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} \int_{\omega=\omega_1}^{\omega_2} \left| \bar{u}(t, \theta, \varphi) \right|^2 d\omega d\theta d\varphi \tag{4.11}$$

El cociente de la amplitud en dos diferentes puntos (θ, φ) y (θ_0, φ_0) sobre la esfera focal es dado por:

$$\frac{\bar{u}(\omega, \theta, \varphi)}{\bar{u}(\omega, \theta_0, \varphi_0)} = \frac{R(\theta, \varphi)}{R(\theta_0, \varphi_0)} \tag{4.12}$$

ó

$$\bar{u}(\omega, \theta, \varphi) = \frac{R(\theta, \varphi)}{R(\theta_0, \varphi_0)} \cdot \bar{u}(\omega, \theta_0, \varphi_0) \tag{4.13}$$

donde $R(\theta, \varphi)$ y $R(\theta_0, \varphi_0)$ son los coeficientes de radiación en (θ, φ) y (θ_0, φ_0) .

Incluyendo (4.13) en (4.11) y asumiendo una fractura de cizalla producida por un doble par de fuerzas (Lindenfeld y Berckhemer, 1995), se obtiene la siguiente ecuación:

$$E_{sis} = \rho_h v_h r_h^2 \cdot 4\pi \frac{\bar{R}^2}{R^2(\theta_0, \varphi_0)} \frac{1}{\pi} \int_{\omega=0}^{\Omega} \left| \bar{u}_h(\omega, \theta_0, \varphi_0) \right|^2 d\omega \tag{4.14}$$

$$\bar{R}^2 = \frac{1}{4\pi} \int_{\varphi} \int_{\theta} R^2(\theta, \varphi) \sin \theta d\theta d\varphi \quad (4.15)$$

donde, \bar{R} es llamado coeficiente de radiación y en el caso de un doble - par de fuerzas, se asume valores para θ , φ y $R(\theta, \varphi)$ y se integra sobre la superficie de una esfera unidad (Boatwright y Fletcher, 1984). \bar{R}^2 se expresa de la siguiente manera.

Para la onda P,
$$\bar{R}_p^2 = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \sin^2 2\theta \cos^2 \varphi \sin \theta d\theta d\varphi \quad (4.16)$$

$$\begin{aligned} \int_0^{\pi} \sin^2 2\theta \sin \theta d\theta &= \int_0^{\pi} 1/2 \sin \theta - 1/2 \sin \theta \cos 4\theta d\theta \\ &= \left[-1/2 \cos \theta - 1/2 \left(\frac{\cos -3\theta}{6} - \frac{\cos 5\theta}{10} \right) \right] \Big|_0^{\pi} \\ &= \frac{16}{15} \\ \int_0^{\pi} \cos^2 \varphi d\varphi &= \left[\frac{\varphi}{2} + \frac{\sin 2\varphi}{4} \right] \Big|_0^{2\pi} \\ &= \pi \end{aligned}$$

reemplazando en (4.16),

$$\bar{R}_p^2 = \frac{1}{4\pi} \frac{16}{15} \pi = \frac{4}{15}$$

Para la onda S,
$$\bar{R}_s^2 = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} (\cos^2 2\theta \cos^2 \varphi - \cos^2 \theta \sin^2 \varphi) \sin \theta d\theta d\varphi \quad (4.17)$$

$$\begin{aligned} \int_0^{\pi} \cos^2 2\theta \sin \theta d\theta &= \int_0^{\pi} 1/2 \sin \theta + 1/2 \sin \theta \cos 4\theta d\theta \\ &= \left[-1/2 \cos \theta + 1/2 \left(\frac{\cos -3\theta}{6} - \frac{\cos 5\theta}{10} \right) \right] \Big|_0^{\pi} \\ &= \frac{14}{15} \end{aligned}$$

de igual forma,

$$\begin{aligned} \int_0^{\pi} \cos^2 \theta \sin \theta d\theta &= \left[-\frac{\cos^3 \theta}{3} \right] \Big|_0^{\pi} \\ &= \frac{14}{15} \end{aligned}$$

y,

$$\begin{aligned} \int_0^{\pi} \sin^2 \varphi d\varphi &= \left[\frac{\varphi}{2} - \frac{\sin 2\varphi}{4} \right] \Big|_0^{\pi} \\ &= \pi \end{aligned}$$

dando el resultado final

$$\overline{R_s^2} = \frac{2}{5}$$

Estos valores están de acuerdo con los publicados por Aki y Richards (1980).

La energía sísmica (E_{sis}) será determinada a partir de la integración del espectro de las ondas internas P y S u ondas de volumen registradas a distancias telesísmica (4.14). Para tal objeto, es necesario reducir la señal sísmica registrada u(t) a la esfera focal. La transmisión de la señal sísmica de la fuente al receptor puede describirse en el dominio de las frecuencias por:

$$\overline{b}(\omega) = I(\omega).C(\omega).G(\Delta, h).A(\Delta, h, \omega).\overline{u}_h \quad (4.16)$$

donde,

$b(\omega)$ = espectro de la onda P o S

$I(\omega)$ = función de transferencia del sismometro

$C(\omega)$ = respuesta en la superficie libre

$G(\Delta, h)$ = expansión geométrica en el manto

$A(\Delta, h, \omega)$ = absorción anelástica en el manto

\overline{u}_h = espectro de la fuente.

La ecuación (4.16) en el dominio de la frecuencia queda expresada como una cadena de filtros lineales que describen también la convolución de señales. Utilizando las ecuaciones (4.14) y (4.16), se tiene la formulación completa para calcular la energía sísmica a partir del grupo de ondas P y S. Básicamente la suma de las energías de las ondas P y S representan la energía sísmica total irradiada,

$$E_{sis} = E_p + E_s \quad (4.17)$$

y las energías individuales son:

$$E_p = 4\rho_h\alpha_h r_h^2 .C^{-2}.G_h^{-2}(\Delta, h) \frac{\overline{R_p^2}}{\overline{R_p^2}(\theta_0, \varphi_0)} \int_{\omega=0}^{\Omega_p} \left| A_p^{-1}(\omega).I^{-1}(\omega).\overline{b}_p(\omega) \right|^2 d\omega \quad (4.18)$$

$$E_s = 4\rho_h\beta_h r_h^2 .C^{-2}.G_h^{-2}(\Delta, h) \frac{\overline{R_s^2}}{\overline{R_s^2}(\theta_0, \varphi_0)} \int_{\omega=0}^{\Omega_s} \left| A_s^{-1}(\omega).I^{-1}(\omega).\overline{b}_s(\omega) \right|^2 d\omega \quad (4.19)$$

con:

r_h, ρ_h = radio y densidad referidos ambos a la esfera focal

α_h, β_h = velocidad de las ondas P y S respectivamente

$\overline{R_p}, \overline{R_s}$ = coeficientes de radiación para las ondas P y S

$A_s(\omega), \bar{b}_s(\omega), A_p(\omega), \bar{b}_p(\omega)$ = absorción anelástica y espectro de las ondas S y P respectivamente.

Para determinar el espectro de velocidad de la fuente es necesario realizar el proceso conocido como deconvolución de la señal sísmica o también división espectral. A distancias epicentrales superiores a 30° la atenuación es prácticamente independiente de la longitud recorrida por la onda debido a que la onda hace su recorrido por el manto. La máxima pérdida de energía tiene lugar en la litosfera y la que se produce en el manto es despreciable ya que el rayo sísmico llega a la estación con ángulos de incidencia prácticamente perpendiculares.

Debido a que la Tierra no es un medio perfectamente elástico, las ondas sísmicas sufren en su propagación, desde la fuente a la estación, la atenuación de la amplitud de su energía que por su origen se denomina inelástica. Las pérdidas de energía anelástica a lo largo del camino recorrido por las ondas sísmicas son descritas por la función de atenuación $A(\omega)$ y por el factor de calidad sísmico (Q) dependientes de la frecuencia (Choy y Corner, 1986) y (Cheng y Kennett, 2002). La atenuación evaluada por Q mide una propiedad intrínseca del medio y su expresión matemática es,

$$A(\omega) = e^{-\frac{\omega}{2} \int_s \frac{ds}{v(s) \cdot \bar{Q}(\omega, s)}} = e^{-\frac{\omega t}{2\bar{Q}(\omega)}} = e^{-\frac{\omega t^*}{2}}$$

donde:

t = tiempo de viaje de las ondas.

$\bar{Q}(\omega)$ = valor medio de Q a lo largo del camino de la onda sísmica.

En un volumen de material sometido cíclicamente a esfuerzos el factor de calidad se define como la fracción de energía perdida por ciclo de oscilación (Herraiz, 1997),

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E}$$

En este estudio se aproxima el valor de $t^* = t/Q(\omega) = 1$ para las ondas P y $t^* = t/Q(\omega) = 4$ para las ondas S (Lay y Wallace, 1995).

Por otro lado, el factor de expansión geométrica $G(\Delta, h)$ define la forma como se propaga el frente de onda, desde la fuente hasta el receptor y depende principalmente de los parámetros de la fuente sísmica, así como de la distancia epicentral y la profundidad focal. El factor de expansión geométrica puede ser definido de acuerdo a (Bullen, 1963) como,

$$G(\Delta, h) = \frac{r_h}{R} \left[\frac{\text{sen } i_h}{\text{cos } i_0 \cdot \text{sen } \Delta} \cdot \frac{di_h}{d\Delta} \right]^{-\frac{1}{2}}$$

donde:

Δ = distancia epicentral

h = profundidad focal

r_h = radio de la esfera focal

R = radio de la Tierra

i_h, i_0 = ángulo de incidencia al hipocentro y al receptor, respectivamente

ρ_h, v_h = densidad y velocidad en el foco o hipocentro

ρ_c, v_c = densidad y velocidad en la superficie.

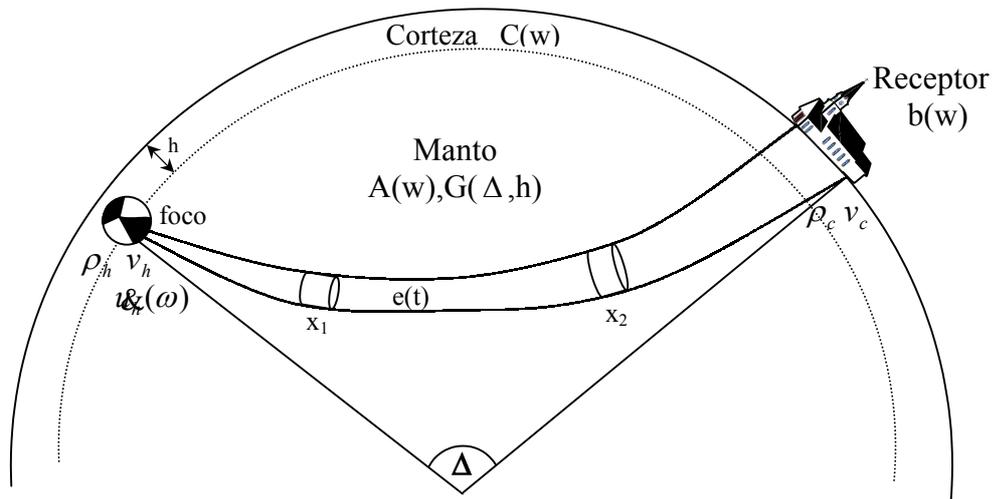


Figura 4.1 Trayectoria del rayo sísmico del foco a la estación

La figura 4.1 describe la forma como se propaga el frente de ondas desde el foco a la estación, se puede apreciar un conjunto de rayos que parten de la fuente sísmica agrupados todos ellos en forma tubular, los cuales pasan por 2 puntos secuenciales x_1 y x_2 . En ausencia de la atenuación anelástica y para un medio homogéneo, se debe conservar la energía en los punto x_1 y x_2 , pero la sección de área cruzada por estos rayos esta cambiando a lo largo de su recorrido desde el foco hacia el receptor. En estas condiciones se produce la atenuación de la amplitud de la onda, debido a que la amplitud de la señal sísmica es inversamente proporcional al área del frente de onda subtendido por los rayos sísmicos.

En este estudio se calculo el valor de $G(\Delta, h)$ para un total de 24 sismos registrados a distancias telesísmicas, para los cuales era conocido el valor de la distancia epicentral (Δ°), la profundidad del foco (h), el ángulo de incidencia (i_0) y el valor de $\frac{di_h}{d\Delta}$. Con los resultados obtenidos, se obtuvo el ajuste para una curva potencial y sus gráficos para las ondas P como para las S, se muestran en la Figura 4.2.

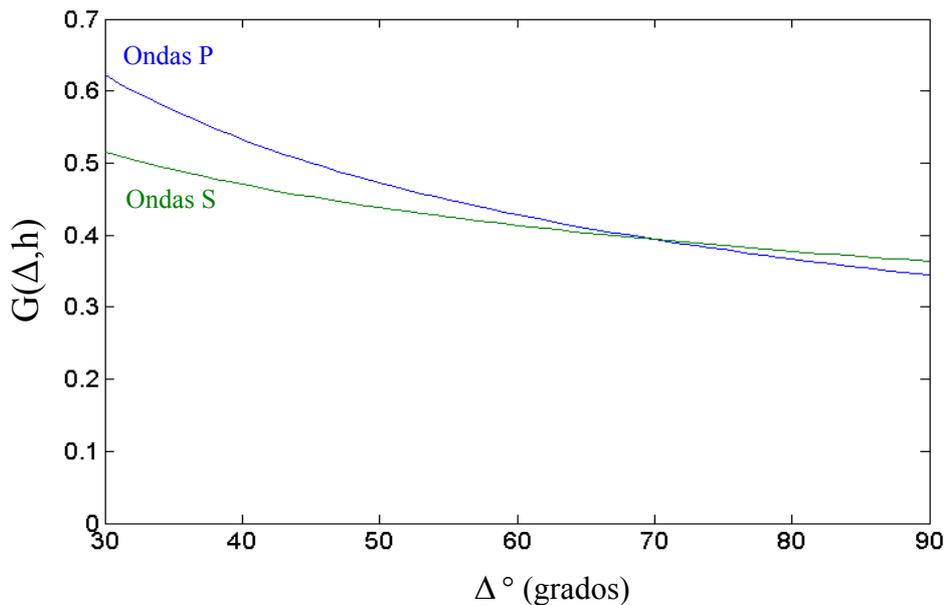


Figura 4.2.- Factor de la expansión geométrica $G(\Delta, h)$, para las ondas P y S

Así mismo, cuando las ondas sísmicas llegan a la superficie, se producen efectos de reflexión y refracción generando otros tipos de ondas como PP, PPP, PSP etc, así mismo la superficie libre puede duplicar la amplitud de las ondas polarizadas horizontalmente, cualquiera que sea la dirección de incidencia. De esta manera la interface es afectada simultáneamente por ondas ascendentes y descendentes, por lo que se produce la amplificación del movimiento del suelo. Los estudios de influencia de la topografía dicen por ejemplo que existen amplificaciones en la cumbre de una montaña, especialmente cuando la longitud de onda incidente es comparable a la anchura de su base. En estas condiciones es necesario considerar corregir este efecto asumiendo un coeficiente de corrección para el efecto de la superficie libre definido por (Kanamori y Stewart, 1976) y (Deschamps et al,1980):

$$C_z = \frac{2 \cdot \cos(i_0) \cdot \cos(2j_0)}{\cos^2(2j_0) + \left(\frac{\beta^2}{\alpha^2}\right) \cdot \text{sen}(2i_0) \cdot \text{sen}(2j_0)}$$

donde α, β son las velocidades de las ondas P y S; i_0 y j_0 los ángulos de incidencia de las ondas P y S en la superficie. Este factor explica efectos de la superficie libre, las variaciones de la amplitud debido a los cambios de la impedancia sísmica del manto a la corteza. En este estudio se asume para el coeficiente de la superficie libre C un valor de 2.4 (Lindenfeld y Berrckhemer, 1995).

4.2.-METODOLOGIA

Según la metodología descrita anteriormente, en el presente estudio se seguirá los siguientes pasos.

- a) Registrado el sismo de interés, se procede a evaluar la relación señal/ruido para seleccionar solo los registros de calidad.
- b) Se eliminará el DC offset (nivel de voltaje en corriente directa que desfasa en amplitud un voltaje alterno) de la señal sísmica registrada.
- c) Se corrige la señal sísmica por su respuesta instrumental $I(w)$.
- d) Se selecciona las ventanas de tiempo que contiene los grupos de ondas P y S.
- e) Se calcula el espectro de amplitud de las fases seleccionada utilizando la DFT (Transformada Discreta de Fourier).
- f) Se corrige la señal sísmica por el factor de superficie libre $C(w)$.
- g) Se corrige la señal sísmica por el factor de expansión geométrica del frente de ondas $G(\Delta, h)$.
- h) Se corrige la señal sísmica por la función de atenuación $A(w)$.
- i) Se corrige la señal sísmica por el patrón de radiación $R(\theta, \varphi)$.
- j) Se calcula el espectro de potencia de la señal sísmica y se estimara la integral del espectro de potencia.
- k) Se analiza y compara los resultados obtenidos para la energía sísmica con los resultados obtenidos a partir de otras metodologías.

Esta metodología ha sido integrada en un programa en lenguaje Matlab que realiza todo el procedimiento de manera iterativa y en un tiempo mínimo, de acuerdo a las necesidades del servicio que presta el Centro Nacional de Datos Geofísicos del Perú (CNDG - IGP).

4.3. PROGRAMA PARA CALCULAR LA ENERGIA SISMICA.

Para el cálculo de la energía sísmica liberada en el foco, se ha elaborado un programa usando como aplicativo el paquete computacional Matlab. 6.0 (Nakamura, 1963) y (García y Brazales, 2001). En general, el programa ha sido elaborado siguiendo la secuencia que ha continuación se describe.

- a) En una primera etapa se realiza la lectura de los archivos que contienen los datos o registros sísmicos correspondientes a una estación sísmica de tres componentes de la Red sísmica Nacional del Perú. Inicialmente los archivos estuvieron en formato SAC y se procede a identificar las constantes instrumentales propias de cada instrumento y se elimina el DC OFFSET o corrimiento de la señal. Posteriormente, la señal es convertida al formato ASCII.
- b) Por defecto, el programa considera las siguientes constantes; coeficiente de corrección de la superficie libre $C=2.4$; velocidad para los grupos de ondas P y S de 7.5 km/s y de 4.3 km/s respectivamente, densidad media de la Tierra $\rho=5.515 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$.
- c) De acuerdo al código de la estación, el programa identifica en la base de datos las coordenadas geográficas de las estaciones sísmicas (latitud, longitud).
- d) Después leer los archivos y identificado la estación y sus respectivas constantes instrumentales, el programa presenta una ventana gráfica utilizando la interfaz grafica con el usuario conteniendo un menú con opciones para visualizar las graficas de:
 - *Componente Vertical.*
 - *Componente Norte – Sur.*
 - *Componente este – Oeste.*
 - *Las tres componentes.*Además de estas opciones, se muestra otra opción para cerrar la ventana gráfica.
- e) En esta ventana gráfica se procede a identificar el tamaño de las ventanas de tiempo que contienen los grupo de ondas P y S a ser utilizadas en el calculo de la energía.
- f) En una segunda etapa, se ingresa el tamaño de las ventanas de tiempo correspondientes a las fases P y S, se calcula la DFT de las amplitudes

seleccionas y se muestran una nueva ventana grafica. Para ello se escoge la opción **selección de fase P o S**. Luego el programa mostrara un menú con opciones para ver las graficas de:

- *Fase P seleccionada.*
- *Fase S seleccionada.*
- *Espectro de la Fase P.*
- *Espectro de la Fase S.*

Además, el programa permite seleccionar los valores de las frecuencias ω_p y ω_s del espectro de las ondas P y S.

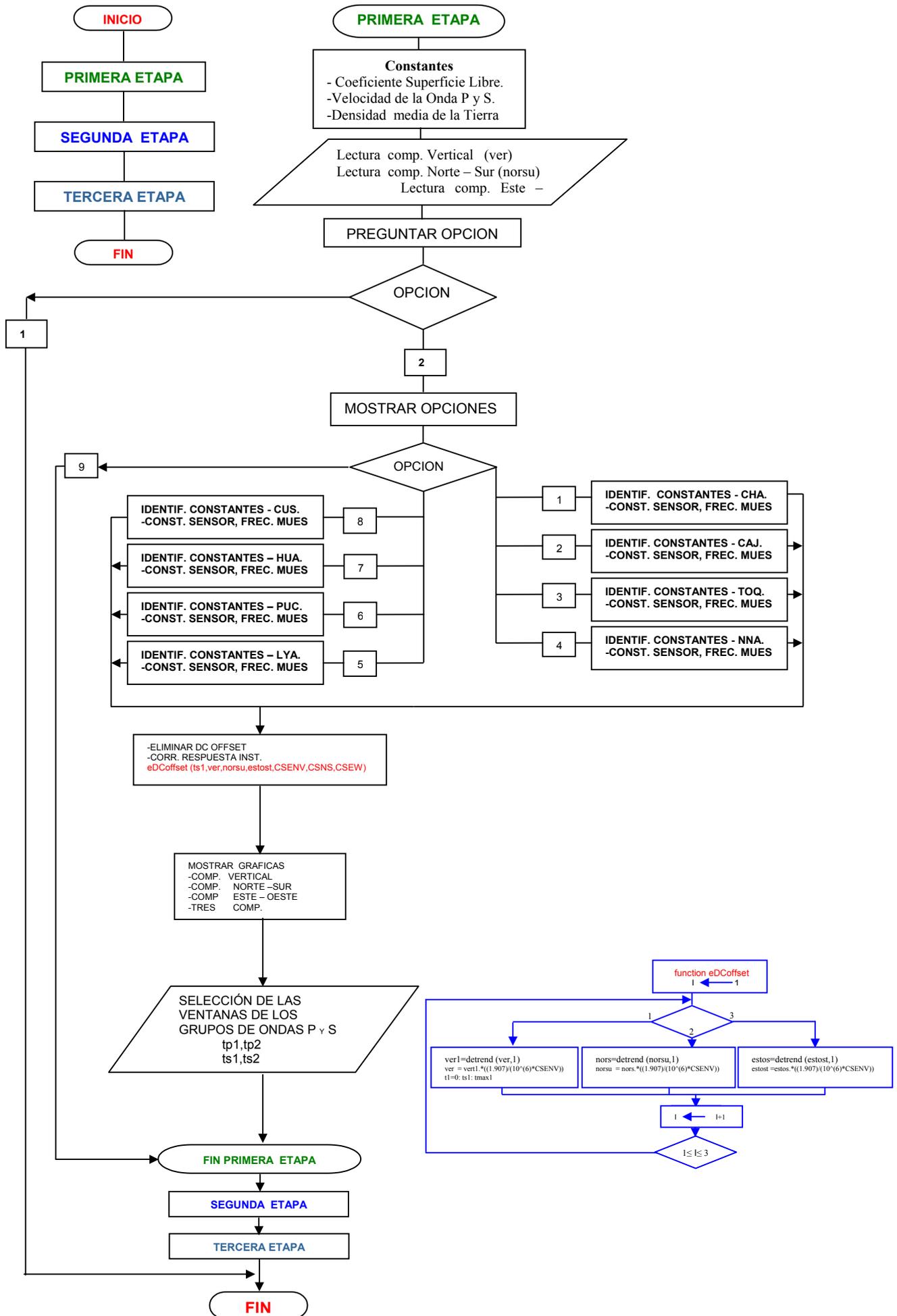
g) En la última etapa del programa se ingresa los datos seleccionados de la ventana anterior:

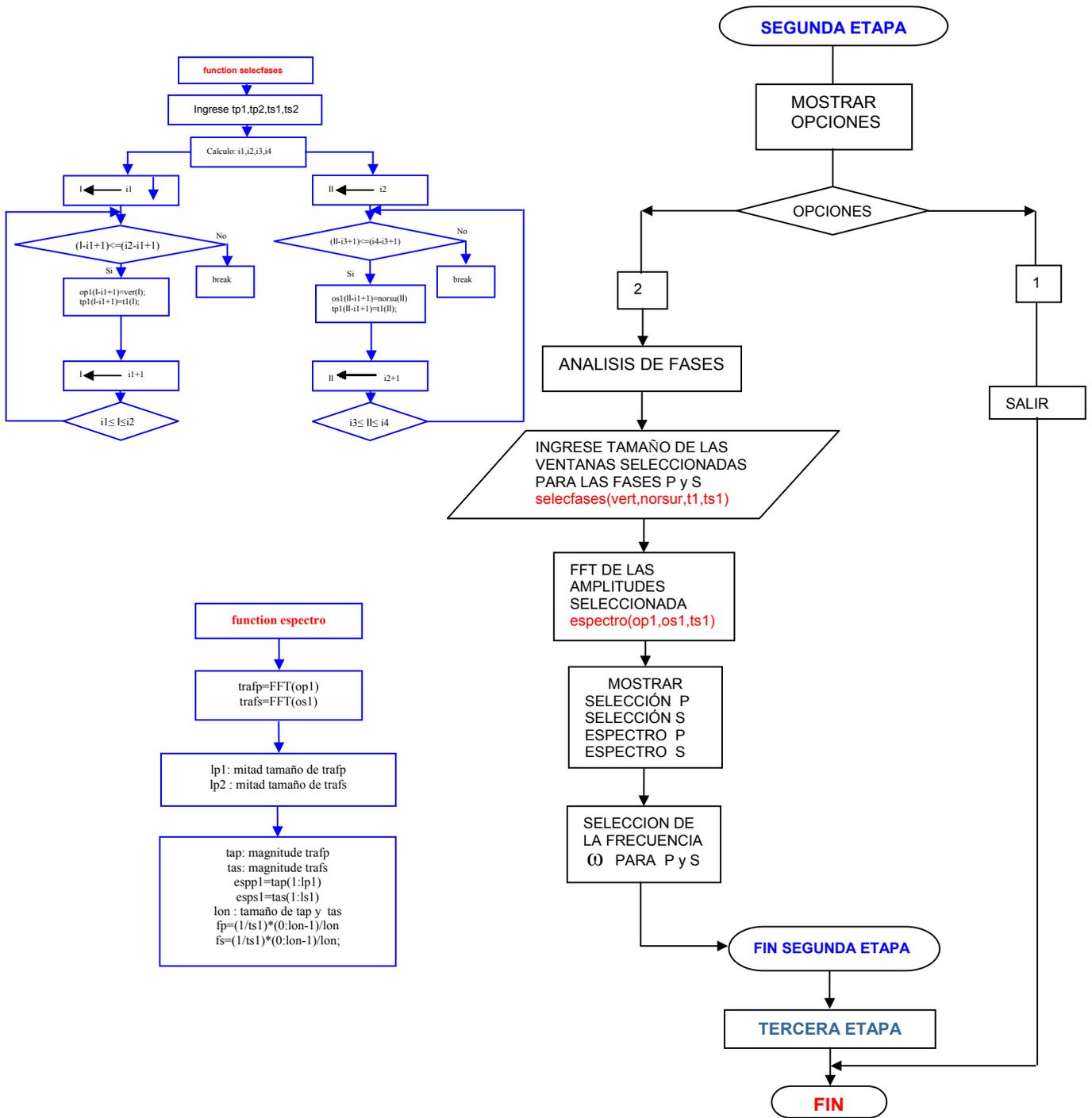
- *Valor de la frecuencia ω_p para la fase P.*
- *Valor de la frecuencia ω_s para la fase S.*
- *Latitud y longitud del epicentro del sismo.*
- *Profundidad focal.*

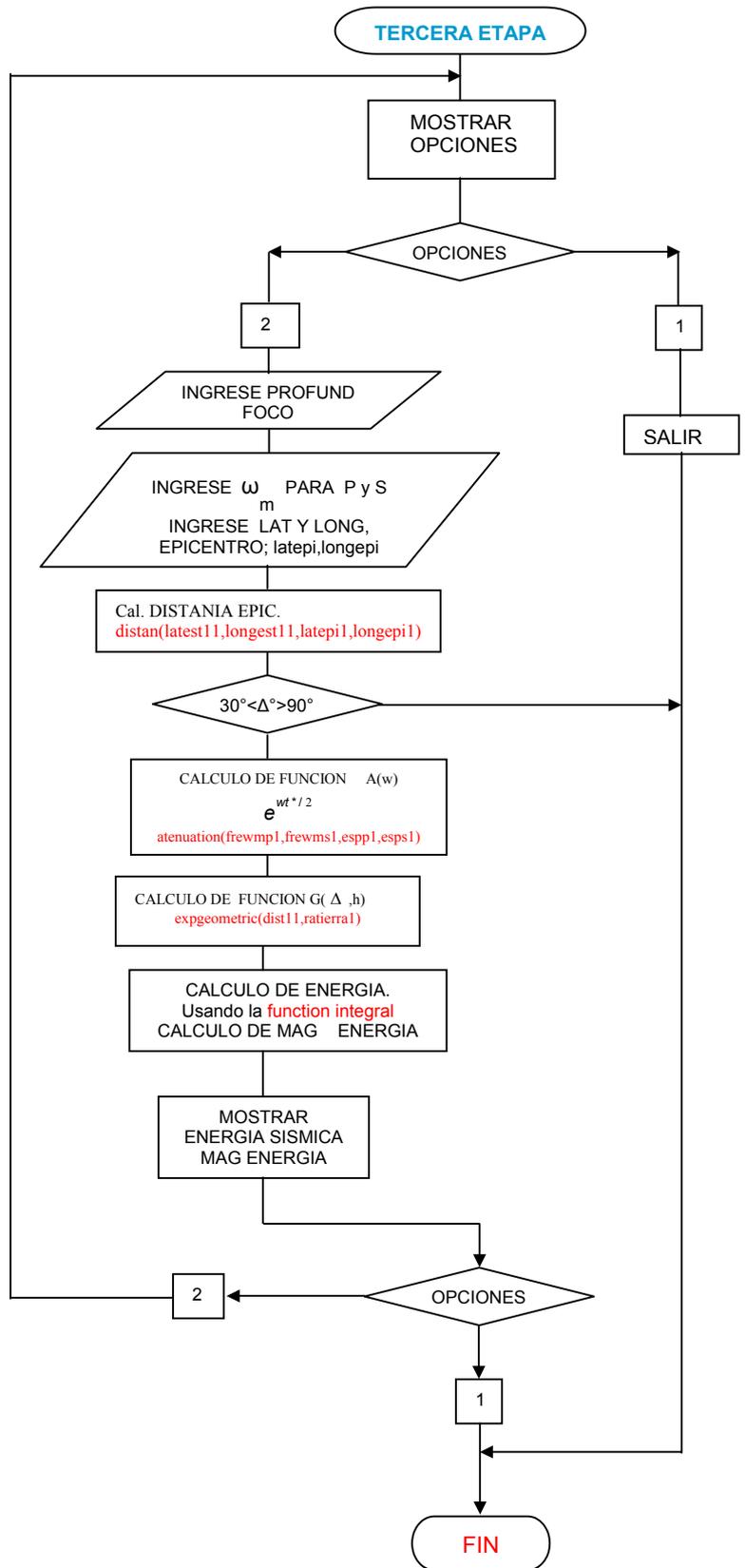
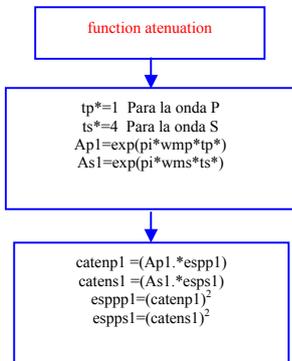
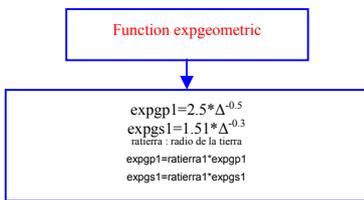
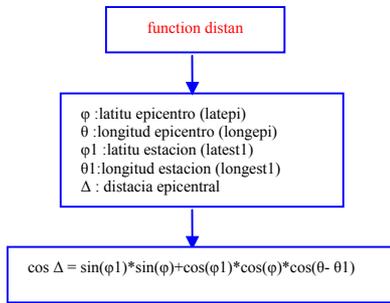
Luego de ingresar estos parámetros se calcula la función de absorción $A(w)$, la función de expansión geométrica $G(\Delta, h)$ y los coeficientes de radiación R_p/R_{p0} , R_s/R_{s0} . Posteriormente, el algoritmo calcula el espectro de amplitud, la integral del flujo de energía y muestra los valores de la energía sísmica liberada así como el valor de la magnitud energía.

La estructura del programa puede ser analizada en el siguiente diagrama de flujo.

DIAGRAMA DE FLUJO







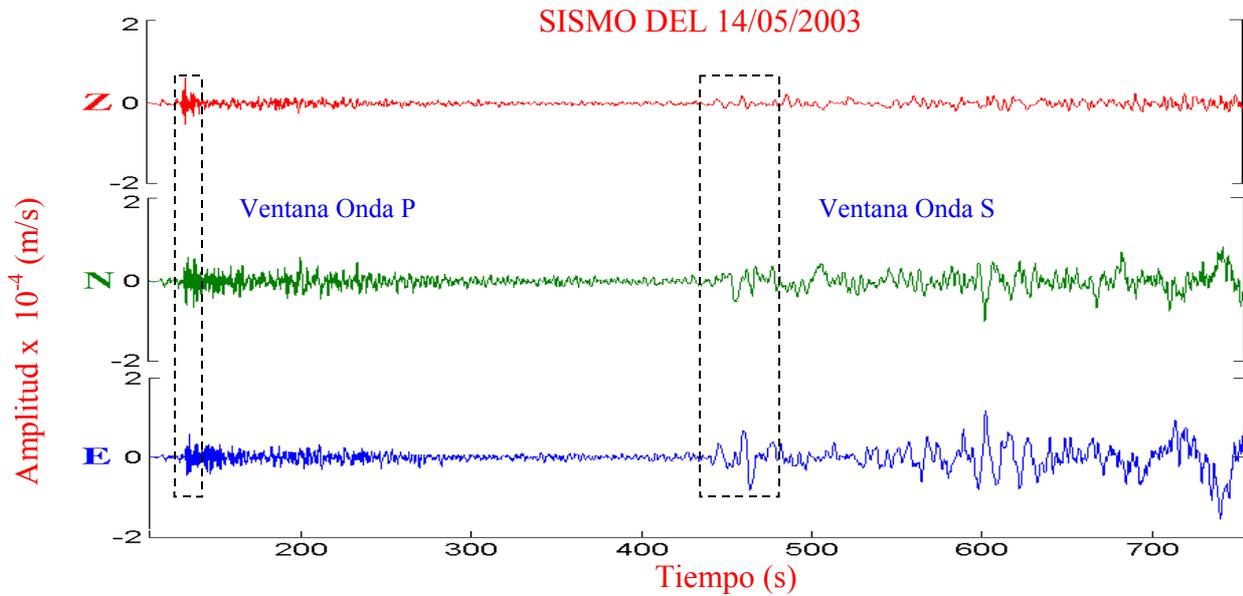


Figura 5.15.- Registros de banda ancha del sismo del 14 mayo de 2003 con epicentro en el Océano Atlántico. Registro de la estación CUS-IGP

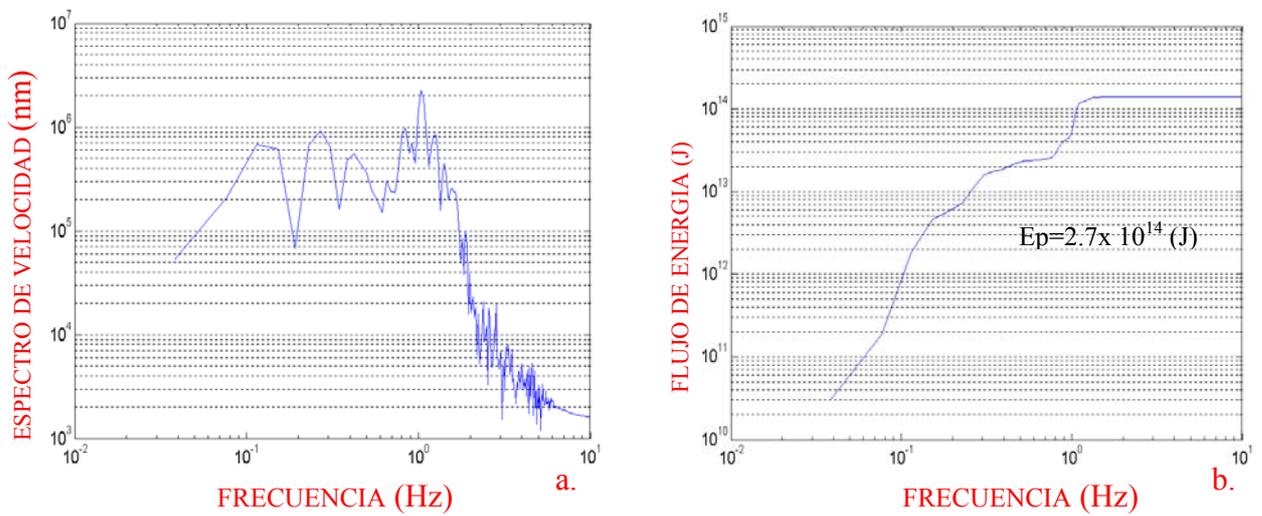


Figura 5.16.- a) Espectro del grupo de ondas P y b) Integral de Energía de la onda P

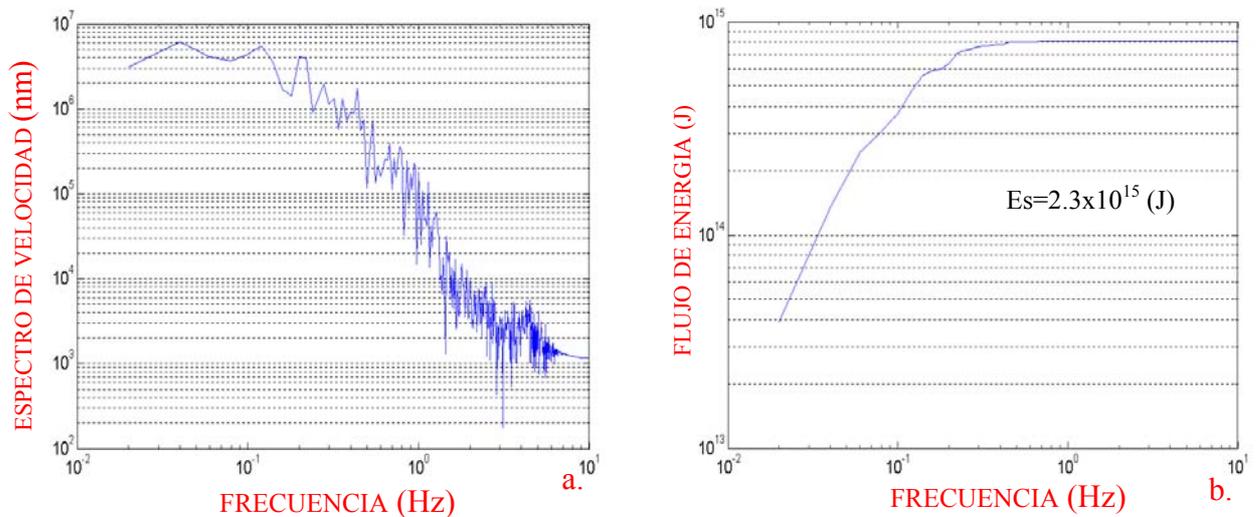


Figura 5.17.- a) Espectro del grupo de ondas S y b) Integral de Energía de la onda S

SISMO DEL 15/11/1999

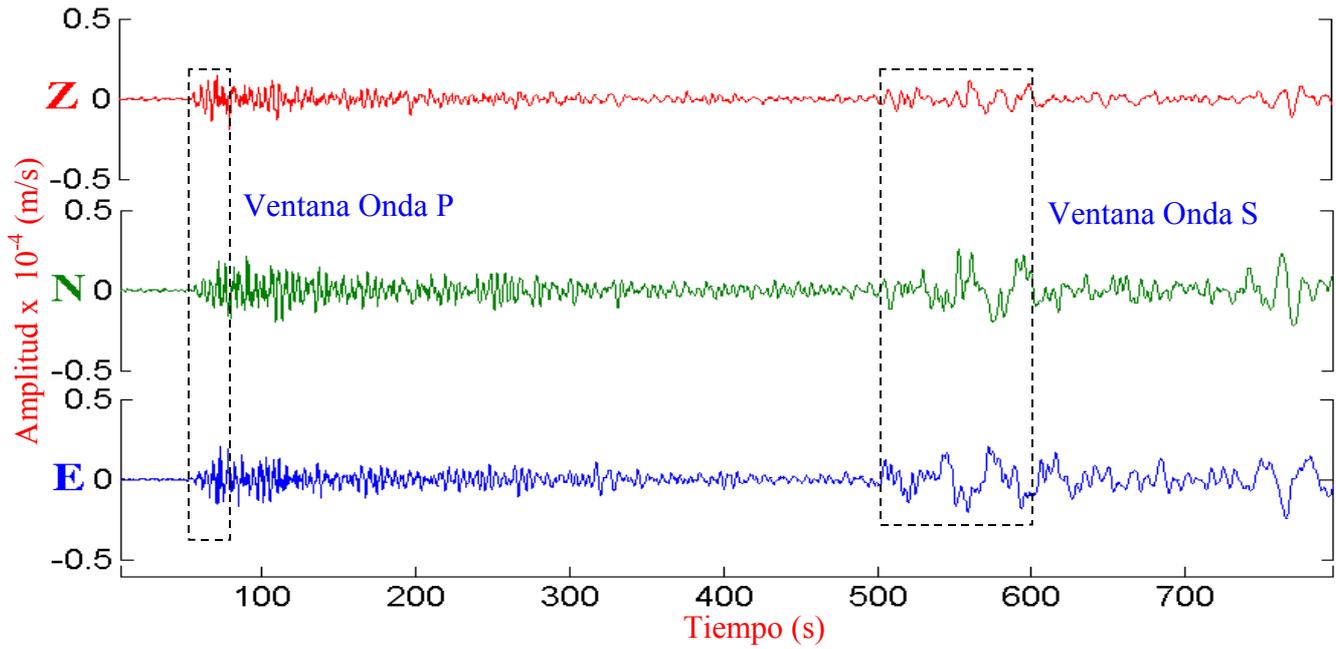


Figura 5.18.- Registros de banda ancha del sismo de Georgia del 15 de noviembre de 2003 correspondiente a la estación CUS-IGP

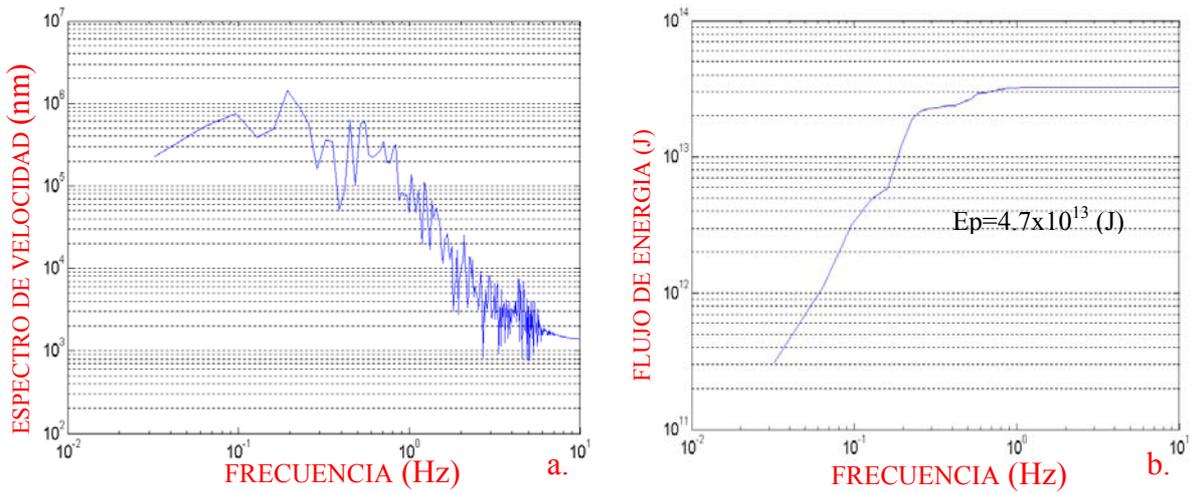


Figura 5.19.- a) Espectro del grupo de ondas P y b) Integral de Energía de la onda P

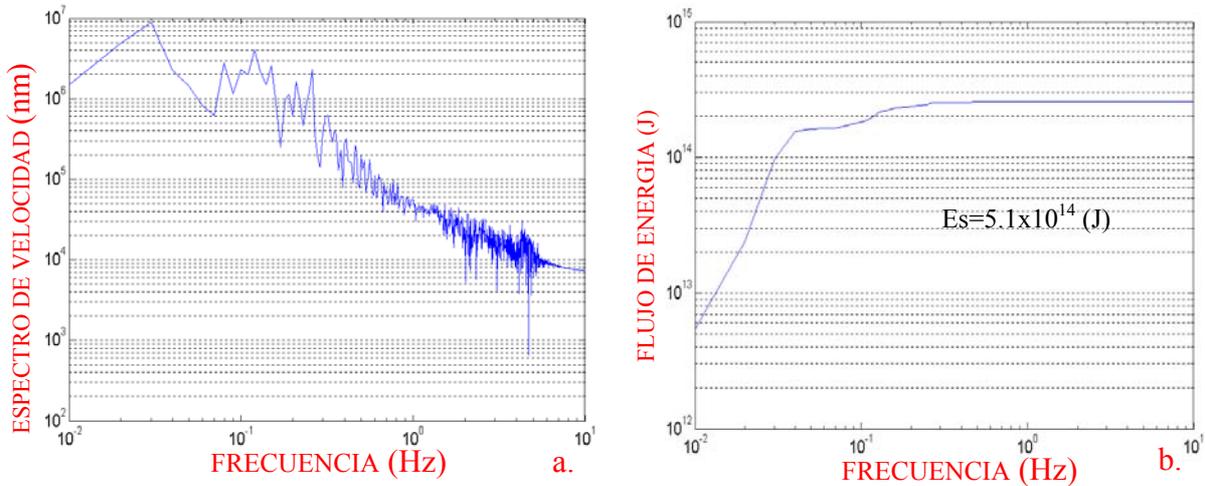


Figura 5.20.- a) Espectro del grupo de ondas S y b) Integral de Energía de la onda S

SISMO DEL 16/10/1999

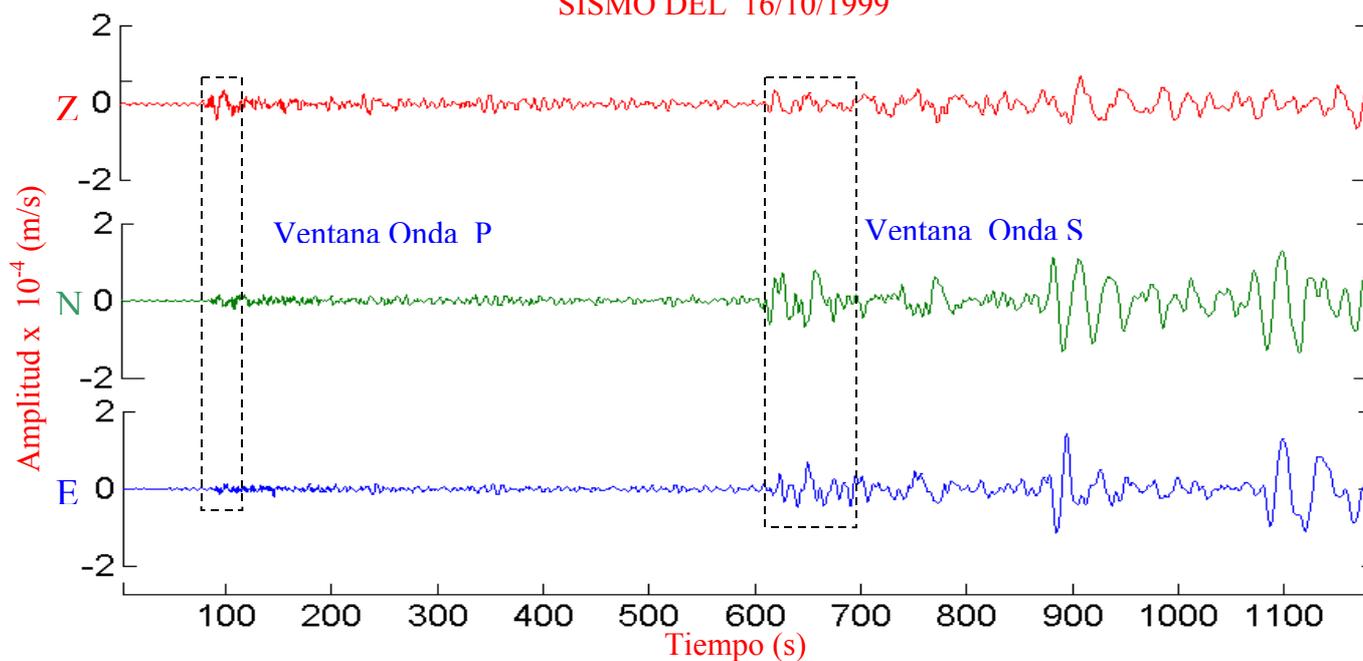


Figura 5.21.- Registros de banda ancha del sismo de California (15 de octubre de 1999) correspondiente a la estación CUS-IGP

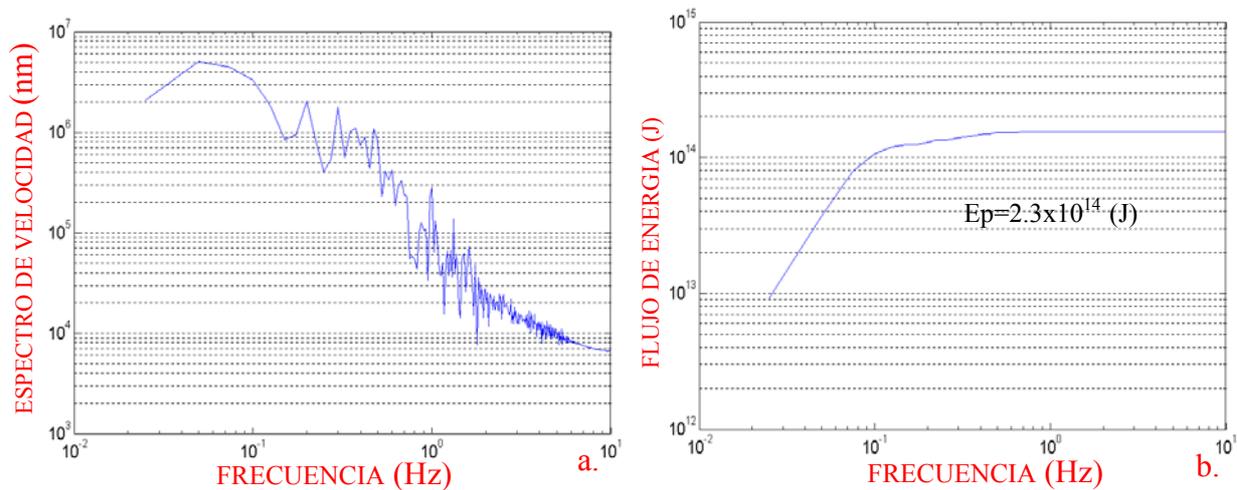


Figura 5.22.- a) Espectro del grupo de ondas P y b) Integral de Energía de la onda P

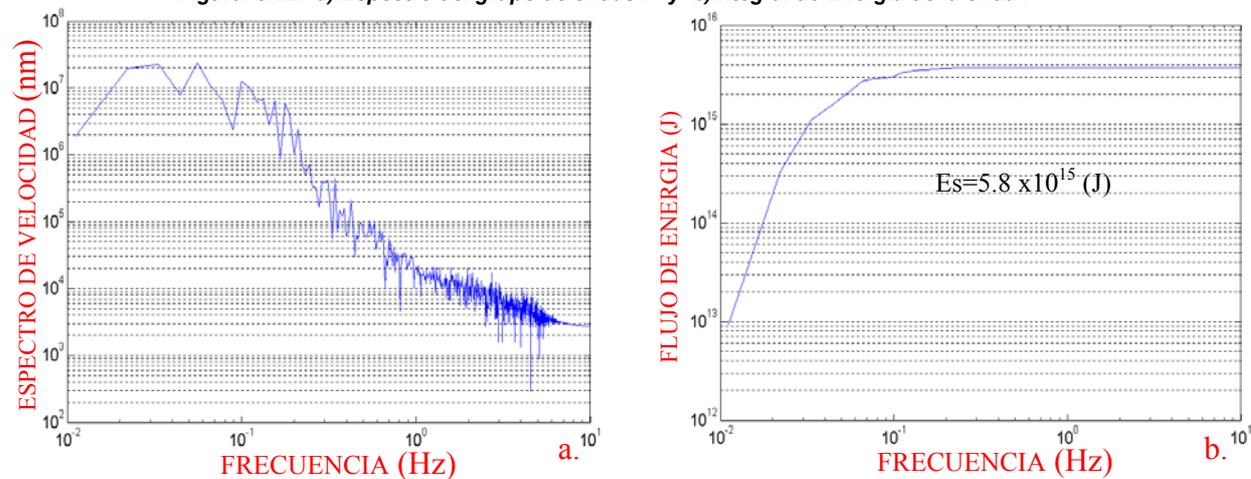


Figura 5.23.- a) Espectro del grupo de ondas S y b) Integral de Energía de la onda S

SISMO DEL 10/12/1999

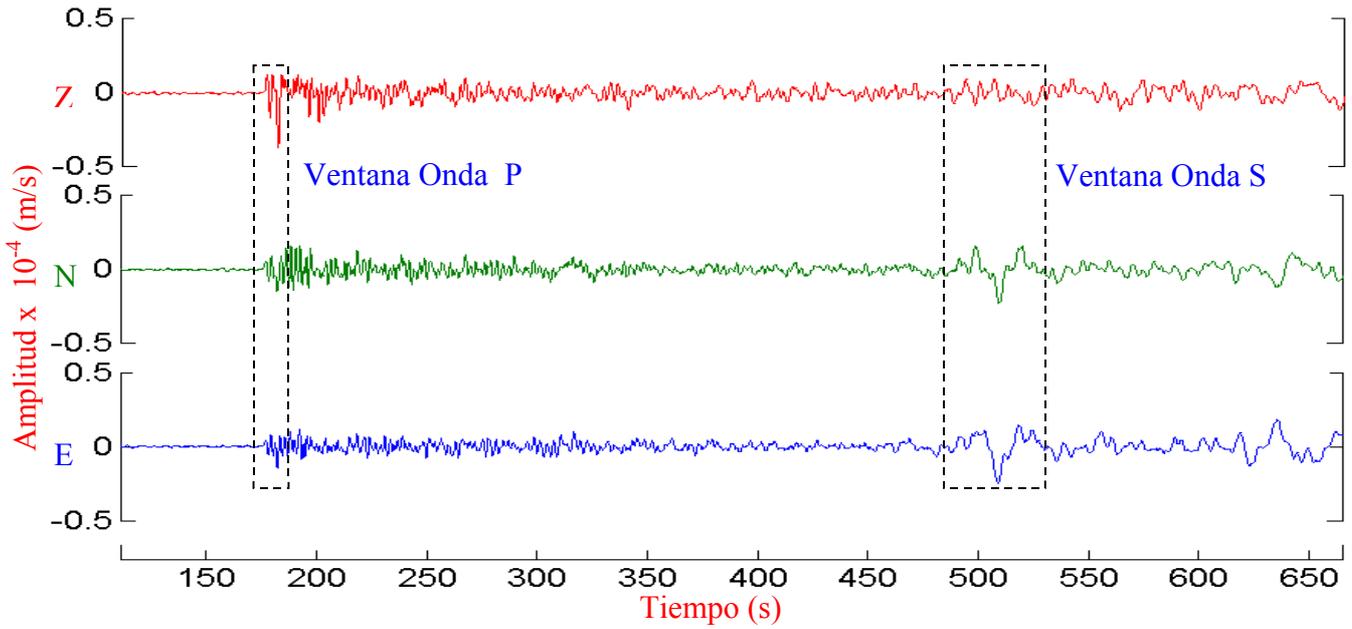


Figura 5.24.- Registros de banda ancha del sismo del 10 de diciembre de 1999 con epicentro en el Océano Pacífico frente a la costa de Chile. Registro de la estación CUS-IGP.

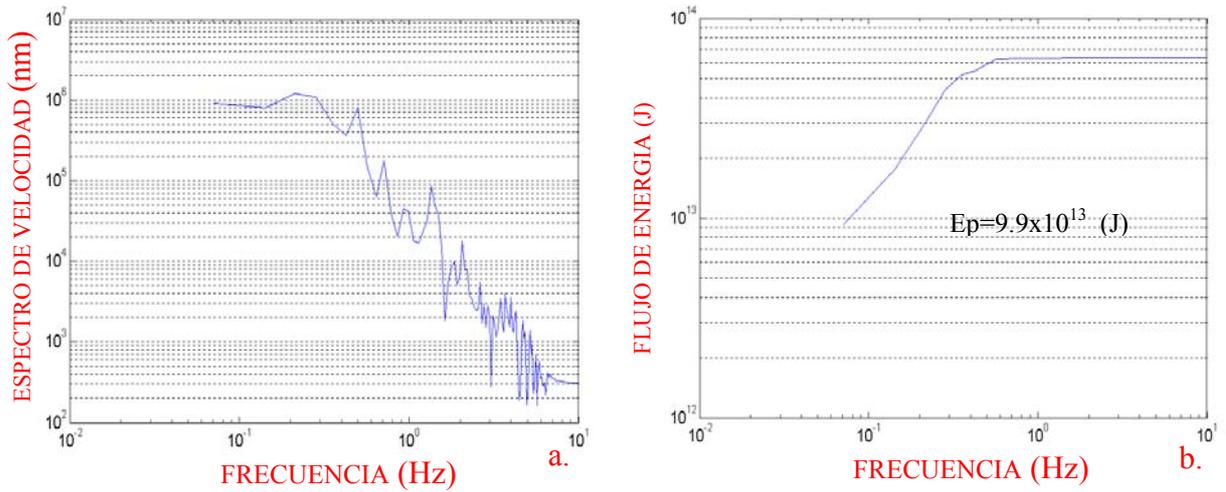


Figura 5.25.- a) Espectro del grupo de ondas P y b) Integral de Energía de la onda P

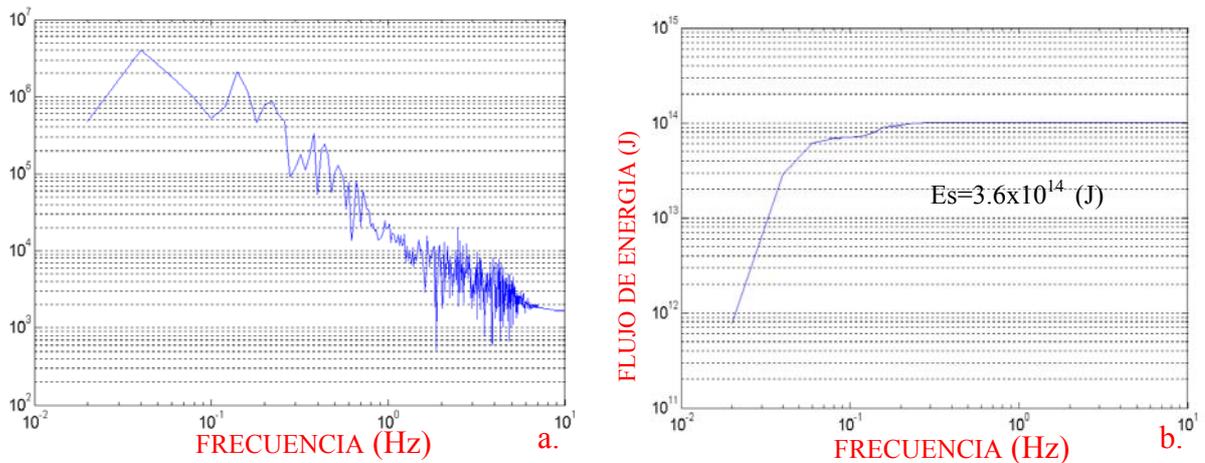


Figura 5.26.- a) Espectro del grupo de ondas S y b) Integral de Energía de la onda S

SISMO DEL 03/02/1998

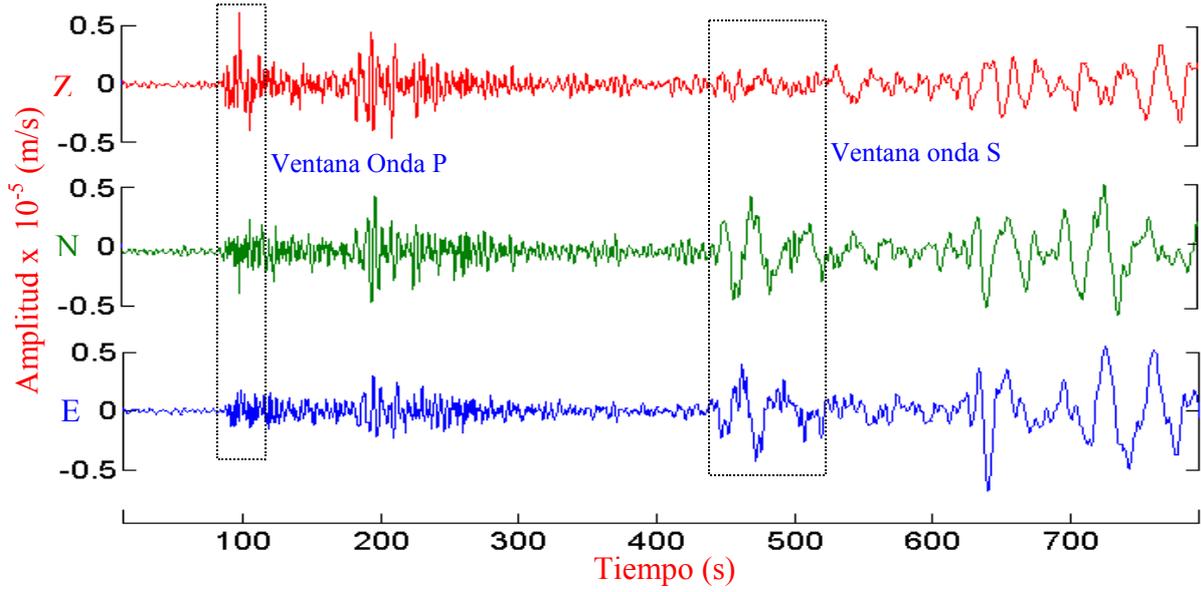


Figura 5.27.- Registros de banda ancha del sismo de México (03 de febrero de 1999) correspondiente a la estación CUS-IGP

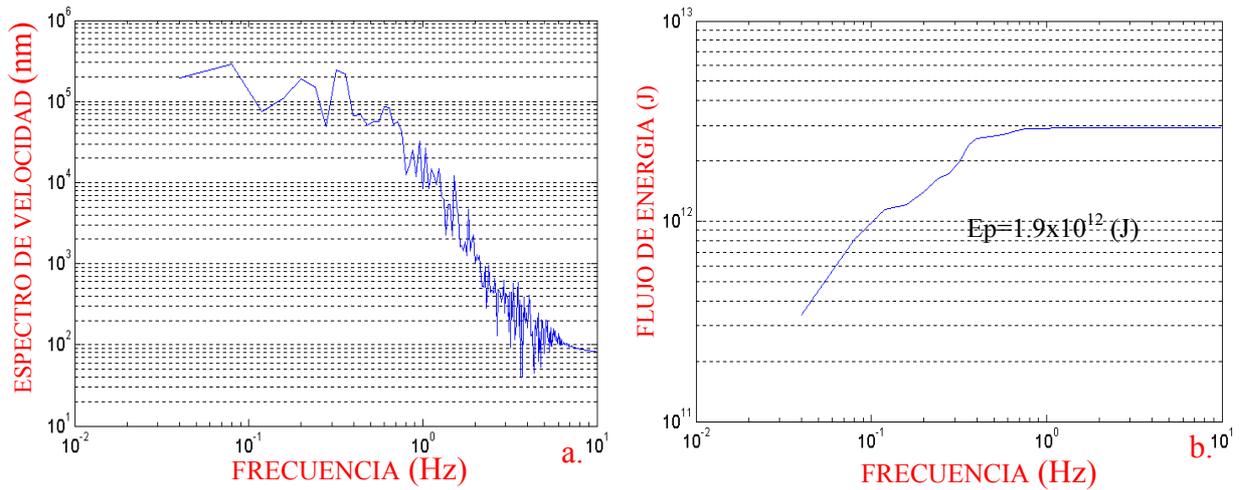


Figura 5.28.- a) Espectro del grupo de ondas P y b) Integral de Energía de la onda P

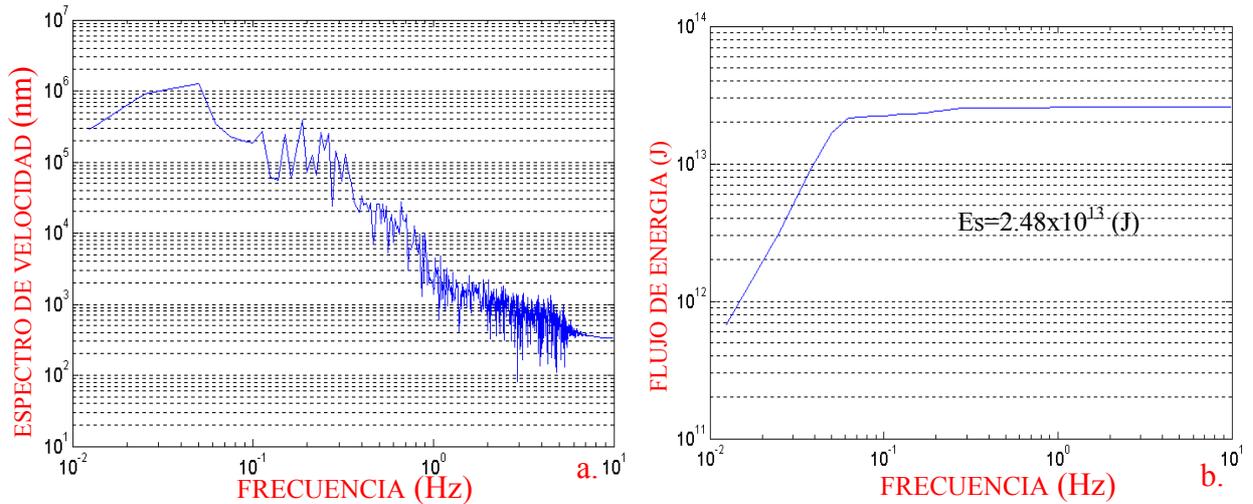


Figura 5.29.- a) Espectro del grupo de ondas S y b) Integral de Energía de la onda S

5.5.- ANÁLISIS DE RESULTADOS.

Los resultados obtenidos en este estudio fueron analizados, comparados y correlacionados con los valores de energía sísmica obtenidos a partir del método de Gutenberg y Richter (1956) y con los parámetros de momento sísmico M_0 y magnitud momento M_w (ver anexo B).

5.5.1.-Energía Sísmica.

Utilizando los valores de magnitud reportados por el NEIC para el total de sismos utilizados en este estudio, se ha calculado la energía sísmica (E_{sis}) considerando la ecuación propuesta por Gutenberg y Richter (1956).

En la Tabla 5.3 se observa que los valores de E_{sis} obtenidos con el método de Gutenberg y Richter (1956) a partir de la magnitud m_b son menores a los calculados en este estudio, lo que en realidad podría esperarse por el problema de saturación de dicha escala; sin embargo, los valores de E_{sis} a partir de la magnitud M_s , parecen ser mas coherentes con el tamaño de los sismos. Estos valores son correlacionados con los obtenidos en este estudio (Figura 5.30).

FECHA	Esis	Esis (m_b) Gutenberg-Richter	m_b	Esis (M_s) Gutenberg-Richter	M_s
14-may-03	2.56E+15	2.50E+14	6.5	3.50E+14	6.5
14-may-03	2.80E+15	2.50E+14	6.5	3.50E+14	6.5
14-may-03	1.40E+15	2.50E+14	6.5	3.50E+14	6.5
21-may-03	3.20E+14	2.50E+14	6.5	3.20E+15	6.9
22-set-03	9.50E+13	4.80E+13	6.2	5.00E+14	6.6
15-nov-02	5.60E+14	2.80E+13	6.1	5.00E+14	6.6
03-feb-98	2.70E+13	-	-	8.90E+13	6.1
03-feb-98	7.90E+13	-	-	8.90E+13	6.1
17-feb-98	3.10E+13	-	-	3.50E+14	6.5
17-feb-98	6.80E+13	-	-	3.50E+14	6.5
25-mar-98	1.20E+16	-	-	9.90E+15	8.1

Tabla 5.3.-Valores de Esis obtenidos en este estudio y según el método de Gutenberg y Richter (1956).

En la Figura 5.30, se observa que la correlación entre la E_{sis} obtenida en este estudio y la calculada a partir de la magnitud M_s por el método Gutenberg y Richter (1956), no es muy buena, teniendo valores sobrestimados y subestimados para algunos sismos. Por ejemplo, para los sismos ocurridos el 14/05/03 ($M_s=6.5$) y 25/03/98 ($M_s=8.1$) las energías calculadas con el método de Gutenberg y Richter son menores a los obtenidos en este estudio; mientras que, para los demás sismos ($M_s=6.9, 6.6, 6.1$) la energía calculada por el método de Gutenberg y Richter es

mayor. En general, los valores de E_{sis} obtenidos en este estudio son coherentes con otros valores de E_{sis} reportados directamente por las agencias internacionales; por lo tanto, se asume que estos son correctos, estando sobrestimados o subestimados los que podrían obtenerse a partir del método de Gutenberg y Richter, en razón que es obtenida del valor de magnitud que evidentemente conlleva otros valores de corrección derivados de la formulación física del método.

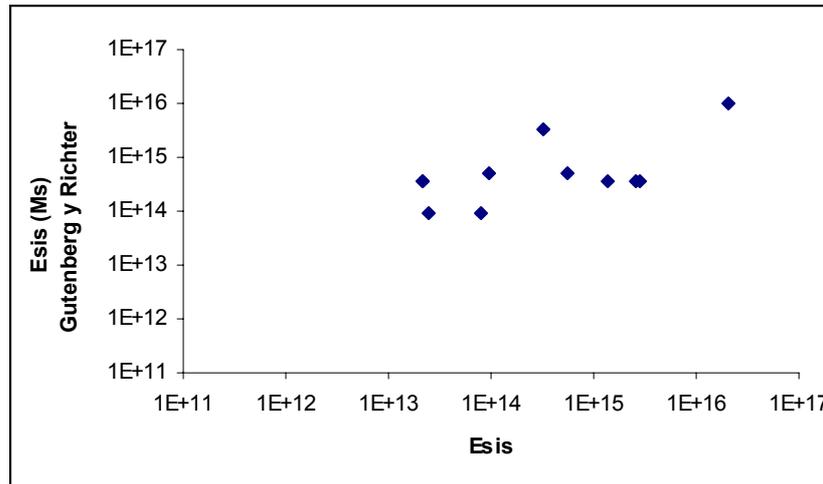


Figura 5.30. Comparación entre la energía calculada por el método de Gutenberg y Richter (1956) y la obtenida en este estudio.

5.5.2 Energía Sísmica y Momento Sísmico.

La energía sísmica (E_{sis}) y el momento sísmico (M_0) para un sismo particular, están relacionados por el esfuerzo aparente;

$$\sigma_{app} = \mu E_{\text{sis}} / M_0 \quad (5.1)$$

donde, μ es el modulo de rigidez, Boatwright y Choy (1995) empleando un total de 394 sismos superficiales ocurridos a nivel global estimaron para el σ_{app} un valor medio de 0.5 MPa y asumiendo $\mu = 0.3 \times 10^5$ MPa (3×10^{10} N/m²), propone la siguiente relación;

$$E_{\text{sis}} \propto 1.6 \times 10^{-5} M_0$$

En la Figura 5.31 se muestra la correlación entre E_{sis} y M_0 para los sismos analizados por Boatwright y Choy (1995). En dicha figura para sismos con M_0 que oscilan entre 1.0×10^{17} (Nm) y 1.0×10^{21} (Nm) le corresponden a energías liberadas en el rango de 1.0×10^{11} (J) y 1.0×10^{17} (J) y valores de esfuerzo aparente entre 0.03 y 6.69. sobre estos rangos de esfuerzo aparente, en la Figura 5.32 se ha planteado los obtenidos en este estudio y se observa que los valores de M_0 oscilan entre 1.0×10^{18} (Nm) a 1.0×10^{21} (Nm) para valores de energía entre 1.0×10^{13} (J) y 1.0×10^{17} (J) y un

valor de $\sigma_{app} = 0.94$ MPa. Los valores de esfuerzo aparente correspondientes a estos sismos se encuentran dentro del rango establecido por Boatwright y Choy (1986), lo cual sugiere que los resultados obtenidos son coherentes con los resultados obtenidos a partir de otras metodologías.

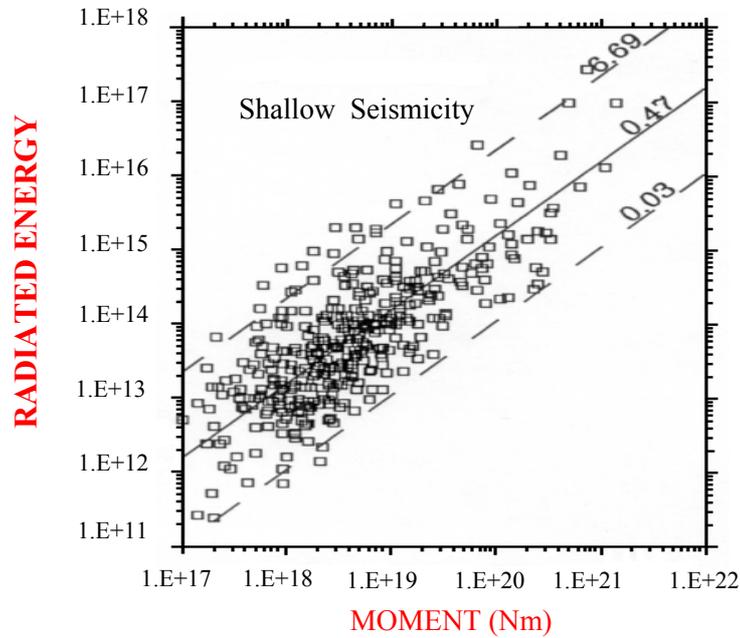


Figura 5.31.- Relación entre la energía sísmica y el M_0 estimado por Boatwright y Choy (1995) para 394 sismos superficiales ocurridos a nivel mundial.

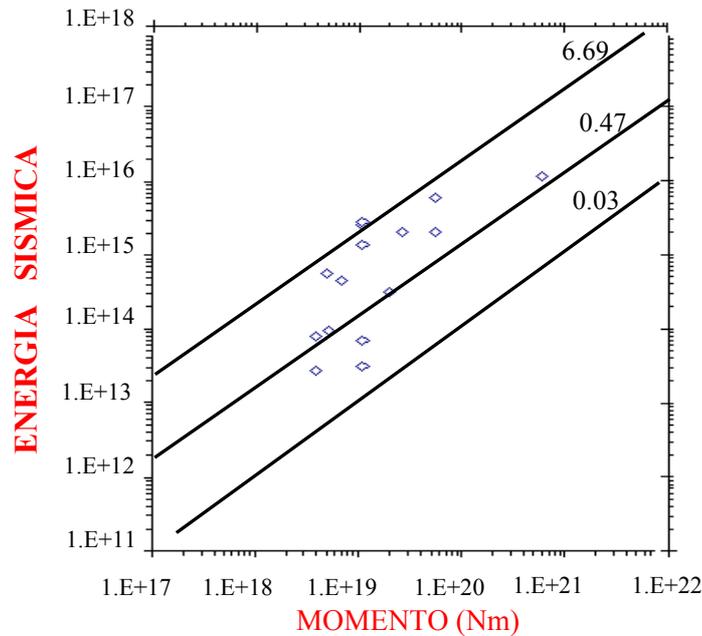


Figura 5.32.- Energía Sísmica Radiada (E_{sis}) versus Momento Sísmico (M_0), para los sismos analizados en este estudio.

5.5.3.- Magnitud Energía y Magnitud Momento Sísmico.

En este estudio se ha calculado la magnitud energía M_E (ver anexo B) para un total de 14 sismos ocurridos a distancias telesísmicas (Tabla 5.4), estos valores son correlacionados con los de la magnitud M_W reportados por el National Earthquake Information Center (NEIC). En la Figura 5.33 se observa que existe una buena correlación lineal entre los valores de estas dos magnitudes; por lo tanto, la magnitud energía (M_E) representa un complemento determinante junto a la magnitud de momento (M_W) para describir el tamaño de un sismo. Según las Figuras 5.31 y 5.32, para los sismos utilizados en este estudio ambas magnitudes se asemejan cuando los esfuerzo aparentes se encuentra en el rango de 0.93-1.86 MPa.

N	FECHA	Δ°	h(km)	Esis (J)	M_E	Esis(NEIC)	M_E (NEIC)
1 CUS	14-may-03	34.3	40	2.56×10^{15}	7.3	7.2×10^{14}	7.0
2 CAJ	14-may-03	32.5	40	2.8×10^{15}	7.4	7.2×10^{14}	7.0
3 TOQ	14-may-03	37.4	40	1.4×10^{15}	7.2	7.2×10^{14}	7.0
4 CUS	21-may-03	87	15	3.2×10^{14}	6.7	3.4×10^{14}	6.8
5 CUS	22-sept-03	33	15	9.5×10^{13}	6.4	1.0×10^{14}	6.4
6 CUS	15-nov-02	40.6	15	5.6×10^{14}	6.9	-	-
7 CUS	15-jun-99	50	60	2.1×10^{15}	7.3	2.2×10^{14}	6.7
8 CUS	16-oct-99	63.9	15	6.1×10^{15}	7.6	1.9×10^{15}	7.3
9 PUC	16-oct-99	58.3	15	2.1×10^{15}	7.3	1.9×10^{15}	7.3
10 CUS	10-dic-99	55.3	15	4.6×10^{14}	6.9	-	-
11 CUS	03-feb-98	37.8	33	2.7×10^{13}	6.1	3.9×10^{13}	6.2
12 CAJ	03-feb-98	30.4	33	7.9×10^{13}	6.4	3.9×10^{13}	6.2
13 CUS	17-feb-98	73.9	15	3.1×10^{13}	6.1	2.2×10^{15}	7.3
14 CAJ	17-feb-98	71.2	15	6.8×10^{13}	6.3	2.2×10^{15}	7.3
15 CUS	25-mar-98	90.5	15	1.2×10^{16}	7.8	3.3×10^{17}	8.8

Tabla 5.4.-Valores calculados, en este estudio para diferentes parámetros que definen el tamaño de los sismos, utilizados en este estudio.

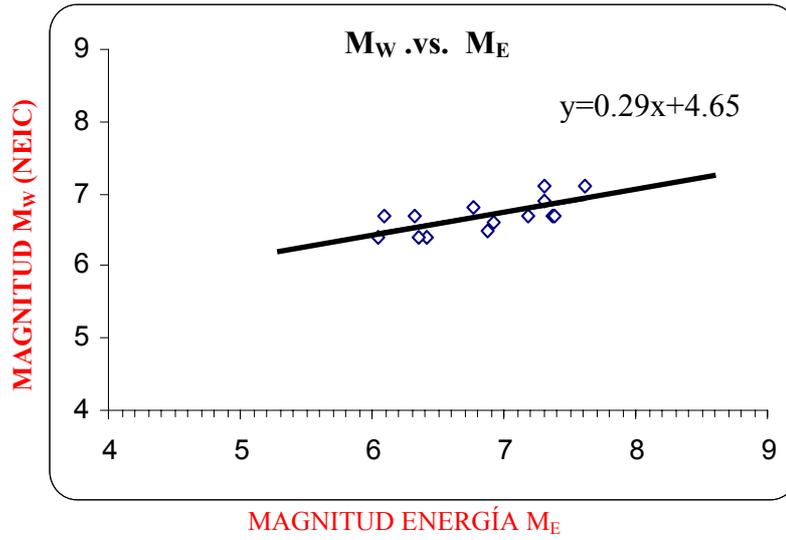


Figura 5.33. Magnitud Mw versus Magnitud Me

CAPITULO 6

CONCLUSIONES

La energía sísmica irradiada de la fuente sísmica es la información más importante a utilizar para conocer el tamaño del sismo. La metodología propuesta en este estudio para calcular la energía sísmica de eventos telesísmicos y por ende su magnitud energía (M_e), es rápida, confiable y de fácil manejo ya que utiliza como parámetro de entrada las formas de onda del registro del sismo en estaciones ubicada a distancias comprendidas entre $30^\circ < \Delta < 90^\circ$.

De los resultados obtenidos en el presente estudio, se desprenden las siguientes conclusiones

- a) La energía sísmica E_{sis} , ha sido directamente calculada a partir de la señal de un sismo registrada en una estación de tres componentes ubicada a distancias telesísmicas $30^\circ < \Delta < 90^\circ$. En esta metodología empleada no interviene la magnitud del sismo.
- b) La utilización de registros digitales y el conocimiento la respuesta instrumental del registrador permite reducir la señal al proceso en si que se produce en el foco sísmico. Para los sismos analizados en este estudio fue importante establecer la relación señal / ruido para evaluar la calidad de los registros sísmicos.

- c) Conocido el proceso de ruptura producido en el foco a través del registro sísmico, es posible estimar el tamaño del mismo a partir de la energía liberada o del momento sísmico escalar.
- d) Se propone una metodología para calcular la energía sísmica a distancias telesísmicas la misma que ha sido estructurada en un programa elaborado con el lenguaje de programación Matlab 6.5 en un entorno gráfico y numérico. La metodología permite calcular la energía sísmica a partir de la integral del espectro de potencia del registro del movimiento del suelo en velocidad.
- e) Para los sismos más importantes como el ocurrido el 21/05/2003 en Argelia, se estimó una energía sísmica de 3.2×10^{14} (J) y tuvo como magnitud M_e de 6.7. El sismo ocurrido el 22/09/2003 en República Dominicana, liberó una energía sísmica de 9.5×10^{13} (J) y tuvo como magnitud M_e de 6.4. El sismo ocurrido el 15/06/1999 en México, liberó una energía sísmica de 2.1×10^{15} (J) y tuvo como magnitud M_e de 7.3.
- f) La energía sísmica E_{sis} y el momento M_o representan dos de los parámetros más reales para conocer el tamaño del sismo en razón a que su estimación se hace directamente del movimiento del suelo: M_o es una medida estática mientras que, E_{sis} es una medida dinámica.
- g) La energía sísmica E_{sis} estimada con la relación de Gutenberg y Richter (1956) a partir de la magnitud M_s o m_b , en relación con la obtenida en este estudio, subestima y en otros casos sobreestima el tamaño real de los sismos.
- h) Se establece una relación lineal entre los valores de M_e y M_w en este estudio y el NEIC. El valor de esfuerzo aparente encontrado en este estudio está dentro del rango determinado por otros autores, lo que muestra coherencia en los resultados.

ANEXO A

DEFINICIONES MAGNITUDES ML, mb,MS

ANEXO B

DEFINICIONES DE MOMENTO SÍSMICO (M_0), MAGNITUD MOMENTO (M_w) Y MAGNITUD ENERGÍA M_E

1.-Momento Sísmico M_o .- Define el tamaño de los sismos a partir de las propiedades físicas del medio y de las dimensiones del área que participa en la ruptura. Aki (1964) define el momento sísmico M_o como,

$$M_o = \mu A \Delta u \quad (1)$$

donde, μ es el coeficiente de rigidez del medio en el que se produce el sismo; Δu es el desplazamiento o dislocación media entre los planos involucrados en la ruptura y A es el área total de la fractura. Esta definición expresa que el momento sísmico es proporcional al área de fractura y al tamaño de la dislocación en función de las propiedades físicas del medio (μ). La ecuación 1 permite calcular el momento sísmico a partir de observaciones de campo, si fueran evidentes las fallas geológicas y si se pudiera medir el desplazamiento y el área de falla; sin embargo, al ocurrir los sismos a mayores profundidades y al no presentar evidencias claras en superficie, el área de fractura es estimada a partir de la distribución espacial de las réplicas del sismo. El momento sísmico M_o se calcula a partir del análisis de las señales sísmicas utilizando diferentes grupos de ondas (P,S,Rg) y aplicando diferentes metodologías como el análisis espectral, inversión y generación de sismogramas sintéticos.

2.-Magnitud de Momento Sísmico (M_w).- Gutenberg y Richter mediante la relación propuesta en 1956 ($\log E=11.8+1.5M_s$), estimaron la cantidad de energía sísmica liberada por los sismos a partir de la magnitud del sismo expresada por M_s . Debido a la saturación de esta escala, Kanamori (1977) propone la operación inversa y considera a partir de la relación que existe entre energía sísmica y momento sísmico M_o , definir una escala de magnitud sin problemas de saturación para sismos grandes (ver ecuación 2.23,capítulo 2).

$$E_{\text{sis}} = \frac{\sigma_{\text{app}}}{\mu} M_o = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_o$$

donde, $\Delta\sigma$ es la caída de esfuerzos. Obteniéndole el logaritmo de base 10 a la expresión anterior resulta,

$$\log(E_{\text{sis}}) = \log\left(\frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_o\right) = \log(M_o) + \log\left(\frac{\Delta\sigma}{2\mu}\right) \quad (2)$$

$$\log E_{\text{sis}} = 1.5 M + 4.8 \quad (\text{Joules}) \quad (\text{Gutenberg y Richter, 1956}) \quad (3)$$

Reemplazando (3) en (2), se tiene,

$$1.5 M + 4.8 = \text{Log} (M_0) + \text{Log}\left(\frac{\Delta\sigma}{2\mu}\right), \quad (4)$$

Para definir esta relación, Kanamori (1977) propuso algunas aproximaciones para la caída de esfuerzos $\Delta\sigma$ que varía entre valores de 20 hasta 60×10^5 Pa y para el módulo de rigidez entre 3 y 6×10^{10} N/m²; por lo tanto, $\frac{\Delta\sigma}{\mu}$ es aproximadamente igual a 10^{-4} .

Al sustituir estos valores en la ecuación (4) se tiene,

$$1.5 M + 4.8 = \log (M_0) - 4 - 0.3 \quad (5)$$

$$\log (M_0) = 1.5 M + 9.1 \quad (6)$$

$$M_W = (2/3)\text{Log } M_0 - 6.0 \quad (\text{N.m}) \quad (7)$$

$$M_W = (2/3)\text{Log } M_0 - 10.7 \quad (\text{dyne.cm}) \quad (8)$$

Las ecuaciones (7) y (8) definen la magnitud M_W a partir del momento sísmico y son válidas para todos los rangos de magnitud.

3.-Magnitud Energía.

En la década de los años 60 al 80 el tamaño de los sismos era conocido a partir de las características de su registro en las diferentes redes sísmicas con registros en papel. Con el avance de la sismometría, ha mejorado el sistema de registro (registros de tipo digital); por lo tanto, se han desarrollado nuevos métodos para conocer el tamaño de los sismos. Así, Kanamori (1977) propone el cálculo de la magnitud momento (M_W) a partir del momento sísmico M_0 , así como la magnitud energía M_E a partir de la energía sísmica radiada del foco sísmico (E_{sis}). Esta última puede ser calculada a partir de la relación propuesta por Boatwright y Choy (1985),

$$M_E = (2/3) \cdot \log E_{\text{sis}} - 2.9 \quad (9)$$

donde, E_{sis} es la energía sísmica radiada y expresada en N-m. Dicha expresión es válida para todos los rangos de magnitud y su cálculo requiere de la suma del flujo de energía sobre un amplio rango de frecuencias generadas por un sismo.

4.-Magnitud Energía y Magnitud Momento Sísmico.

La magnitud energía (M_E) es definida a partir de la energía sísmica. Una extensión de la ecuación (9) para calcular la energía sísmica es poder definirla en función del M_o ,

$$M_E = 2/3 [\log M_o + \log (\sigma_{app} / \mu)] - 3.2 \quad (10)$$

La ecuación (10) implica que la magnitud energía, así como la energía misma, puede ser estimada para un sismo si se conoce su momento sísmico y si el sismo ocurre en una región sísmica para la cual las características del esfuerzo aparente σ_{app} son también conocidas. Es importante entender el grado y la naturaleza física de M_E y M_W notando que la ecuación (10) se reduce a la definición de magnitud momento siguiendo la relación de Kanamori (1977) de tal manera que;

$$E_s/M_o = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} = \frac{\sigma_{app}}{\mu} = 5 \times 10^{-5}$$

$$M_E = 2/3 \log M_o - 6.0 = M_W$$

En estas condiciones, cuando $\sigma_{app}/\mu \neq 5 \times 10^{-5}$, M_E será diferente a M_W . La diferencia entre los valores de M_W y M_E puede deberse también al método con el cual se calcula el momento sísmico (M_o) y la energía sísmica (E_s).

1-MAGNITUD LOCAL DE RICHTER (M_L)

Fue definida por Richter (1935) como el logaritmo decimal de la máxima amplitud, expresada en micras ($10^{-6}m$), del registro del sismo obtenido en un sismógrafo Wood-Anderson a una distancia de 100 km. Matemáticamente, es la diferencia entre los logaritmos de la máxima amplitud de la traza del registro del sismo y del término que relaciona la atenuación de las amplitudes en función de las distancias. El sismógrafo de torsión Wood-Anderson tiene un periodo propio de 0.85 s; una amplificación de 2800 y un factor de amortiguamiento igual a 0.8. Richter correlacionó las amplitudes máximas de las primeras llegadas de las ondas internas con la distancia al epicentro en km, y estableció la magnitud M_L con la fórmula :

$$M_L = \log A - \log A_0$$

donde A_0 es la amplitud máxima de vibración del suelo igual 1 micra (1μ) medida a 100 km de distancia epicentral y equivalente a una $M_L = 3$, siendo A la amplitud del movimiento del suelo registrado y leído en el sismograma. Para California, Richter obtuvo la siguiente relación,

$$M_L = \log a + 3 \cdot \log \Delta - 2.92$$

siendo Δ la distancia epicentral en kilómetros. Esta relación no es aplicable a otras regiones, ya que las constantes dependen de cada zona en particular y su evaluación se hace con base de estudios analíticos en la cual, la atenuación de la onda es el parámetro más importante.

En 1956, Gutenberg y Richter analizaron las desventajas y limitaciones de los resultados de M_L , concluyendo que el valor que arrojaba solo funcionaba para una profundidad focal menor a 16 km y adicionalmente hasta distancias epicentrales del orden de 600 km, con lo cual la correlación con la energía liberada por sismos lejanos era deficiente. Las limitaciones de la magnitud local (M_L) podrían estar asociadas a la restricción en el rango de frecuencias registradas impuesto por el sismógrafo Wood-Anderson.

2.-MAGNITUD CON ONDAS SUPERFICIALES (M_S)

La Magnitud M_S fue propuesta por Gutenberg y Richter en 1942, generalmente es obtenida a partir de la amplitud máxima en el modo fundamental de la onda Rayleigh con periodo (T) entre 18 – 22 segundos y es válida para los sismos lejanos ($20^\circ < \Delta < 90^\circ$), con foco superficial ($h < 70$ km). La M_S puede ser obtenida a partir de la conocida fórmula de Praga,

$$M_s = \log(A/T) + 1.66 \log \Delta^\circ + 3.3 + D$$

donde;

A: Amplitud máxima de las ondas superficiales (movimiento del suelo).

T: Periodo correspondiente a la máxima amplitud.

Δ : Distancia epicentral en grados

D: Corrección por calibración de la estación.

La diferencia entre la energía liberada por un sismo de $M_s = 6.0$ y otro de $M_s = 7.0$ es un factor de $10^{1.5}$; es decir, la energía sísmica liberada por un sismo de magnitud 7.0 es 30 veces mayor que la liberada en un sismo de magnitud $M_s=6.0$. Esta cuantificación de la energía liberada permite tener una idea del tamaño del sismo.

3.-MAGNITUD CON ONDAS INTERNAS (mb)

En 1956, Gutenberg y Richter proponen otra expresión para calcular la magnitud mb en base a las ondas internas con periodos del orden de 1 segundo, válida para terremotos ocurridos a diferentes profundidades y a distancias comprendidas entre 5° y 90°

$$mb = \log(A/T) + Q(h, \Delta) + C$$

siendo,

A: Amplitud de la onda P o S reducida al movimiento del suelo en micras (no necesariamente la máxima).

T: Periodo correspondiente ($T=1$ s).

Q: Factor de corrección en función de la distancia y la profundidad epicentral.

C: Corrección de la estación.

La primera relación empírica entre las escalas de magnitud M_s y mb fue dada por Richter en 1958, siendo esta usada hasta la actualidad.

$$mb = 0.63 M_s + 2.5$$

Esta relación se puede tomar como un promedio mundial, siendo importante derivar una similar relación con datos de estaciones regionales o locales para diferentes regiones en el mundo.

4. ENERGIA SÍSMICA

Para deducir la relación entre la magnitud y energía, se debe admitir que toda la energía del sismo es irradiada en forma de ondas elásticas y que desde el foco se propagan en todas direcciones. Si se supone que al sismógrafo, la parte principal de la energía llega en forma de series de n ondas sinusoidales de la misma longitud de onda

ANEXO C

DAÑOS PRODUCIDOS POR LOS PRINCIPALES SISMOS COMPRENDIDOS ENTRE 1998 Y 2003

Sismo del 21 de mayo de 2003, Argelia.

Sismo del 22 de setiembre del 2003, Republica Dominicana.

Sismo del 15 de Junio de 1999, México

1.-PRINCIPALES SISMOS OCURRIDOS ENTRE 1998 Y 2003

Del total de sismos analizados, los más importantes fueron; el ocurrido el 21 de mayo de 2003 en la región norte de Argelia en donde al menos 2.200 personas murieron, 9.000 resultaron heridas y más de 20.000 quedaron a la intemperie. Este sismo tuvo una magnitud $m_b = 6.5$ y es el más fuerte de los ocurridos en los últimos veinte años. Los servicios de agua, electricidad y telecomunicaciones, al igual que el de recolección de residuos, también se vieron gravemente afectados. La Figura 1 muestra los daños que ocasionó este sismo a un puente cercano a su epicentro, el cual permite imaginar la intensidad de este sismo. Se sabe que Argelia se encuentra en una zona de fricción intercontinental de elevada actividad sísmica, además de contar con antecedentes sísmicos recientes muy destructivos. La magnitud del sismo, sumado a su poca profundidad del hipocentro, así como a la mala calidad de los materiales constructivos y su inadecuado diseño, los daños materiales fueron cuantiosos. En Burmedés se hundió un hospital entero y los daños producidos en las canalizaciones de agua y tendidos eléctricos produjeron importantes cortes de suministro que dificultaron y retrasaron las labores de los equipos de rescate (Figura 1 y 2)



Figura 1.- Puente dañado por el sismo del 21 de mayo de 2003 Argelia (Héctor Mine- Earthquake Photos Seismo-Watch)



Figura 2.- Labores de rescate en los escombros producidos por el sismo del 21 mayo de 2003 Argelia (Federación Internacional de Sociedades Nacionales de la Cruz Roja-Argelia)

Además de este sismo, el ocurrido el 22 de setiembre del 2003 en Republica Dominicana con una magnitud de $M_w=6.4$, produjo daños a las ciudades de Puerto Plata y Santiago. Dos personas murieron como consecuencia de este sismo y se registraron daños materiales de diversa consideración en edificios, carreteras, además de deslizamientos de tierra. La Cruz Roja Dominicana realizó las evaluaciones iniciales de daños en estas ciudades, en la Figura 3 se muestra la fachada de una vivienda dañada por este sismo. El Instituto Nacional de Sismología (Republica Dominicana), informo que el sismo tuvo una veintena de réplicas con magnitudes entre 5.1-4.3 ML.



Figura 3.- Vivienda dañada por el sismo del 22 de setiembre del 2003 Republica Dominicana (S MORA- BID)

Por otro lado, el sismo ocurrido el 15 de Junio de 1999 al suroeste de la ciudad Tehuacan, Puebla (México) con una magnitud M_w de 7.0, produjo daños relevantes en hospitales viviendas, escuelas y monumentos históricos. Se registraron algunos colapsos de viviendas en las ciudades de Puebla. Algunos hospitales sufrieron daños estructurales por lo que debieron ser evacuados. En la Figura 4 se muestra la iglesia de la ciudad de Santa Maria La Alta - México, donde se aprecia los daños producidos por el sismo en la torre de la iglesia.



Figura 4.- Vista general y en detalle del daño en la torre izquierda de la fachada de la Iglesia María Concepción de la ciudad Santa María La Alta - México (Servicio Nacional de Protección Civil-México)

(λ), amplitud (A_0) y periodo (T_0), la energía cinética de una partícula unitaria será $0.5 mv^2$ (v es la velocidad instantánea de la partícula y m , su masa). La posición de una partícula en un momento cualquiera puede expresarse por la siguiente ecuación (Howell, 1962):

$$x = A_0 \cos \frac{2\pi t}{T_0} \quad (1)$$

por lo tanto, la velocidad será,

$$v = \frac{dx}{dt} = -\frac{2\pi A_0}{T_0} \text{sen} \frac{2\pi t}{T_0} = v_0 \text{sen} \frac{2\pi t}{T_0} \quad (2)$$

y la aceleración

$$a = \frac{d^2x}{dt^2} = -\frac{4\pi^2 A_0}{T_0^2} \cos \frac{2\pi t}{T_0} = -\frac{4\pi^2 x}{T_0^2} \quad (3)$$

Entonces, la energía cinética instantánea será,

$$E_i = 0.5mv_0^2 \text{sen}^2 \frac{2\pi t}{T_0} \quad (4)$$

y la energía cinética media por unidad de volumen de una roca de densidad ρ , será igual a:

$$\begin{aligned} E &= 0.5\rho v_0^2 T_0^{-1} \int_0^{t_0} \text{sen}^2 \frac{2\pi t}{T_0} dt \\ &= 0.25\rho v_0^2 = 0.25\rho \left(\frac{2\pi A_0}{T_0}\right)^2 = \frac{\pi^2 \rho A_0^2}{T_0} \end{aligned} \quad (5)$$

En una envolvente esférica de espesor $n\lambda$ y radio h , con el foco como centro, la energía cinética será igual a,

$$E_T = 4\pi h^2 n \lambda E \quad (6)$$

Si la energía se propaga con una velocidad V , se cumplirá que $\lambda = VT_0$,

$$E_T = \frac{4\pi^3 h^2 n V \rho A_0^2}{T_0} \quad (7)$$

De la ecuación(3) se puede deducir que la aceleración media es,

$$a_0 = \frac{-4\pi^2 A_0}{T_0^2} \quad (8)$$

Por lo que (7) se transformará en,

$$E_T = \frac{4\pi^3 h^2 n V \rho}{T_0} \frac{T_0^4 a_0^2}{16\pi^4} = \frac{h^2 n V \rho T_0^3 a_0^2}{4\pi} \quad (9)$$

La duración del impulso de la energía será nT_0 , de modo que,

$$E_T = \frac{h^2 V \rho a_0^2 T_0^3}{4\pi} \quad (10)$$

Por consiguiente,

$$\log E_T = 2 \log h + \log t_0 + 2 \log T_0 + 2 \log a_0 + \log \frac{V\rho}{4\pi} \quad (11)$$

en la que E_T , se expresa en ergios, h en centímetros, t_0 y T_0 en segundos, a_0 en cm/s^2 , V en cm/s y ρ en gr/cm^3 . Si se admite que ρ es aproximadamente igual a 3 gr/cm^3 y V igual a 3.3 km/s , el $\log V\rho/4\pi$ es aproximadamente igual a 4.9 y si se expresa h en kilómetros, se debe añadir 10 a la ecuación (11), siendo el resultado,

$$\log E_T = 14.9 + 2\log h + \log t_0 + 2\log T_0 + 2\log a_0$$

En esta ecuación se presupone que la energía es irradiada en forma de un impulso relativamente sencillo y que el movimiento vibratorio representa a toda la energía irradiada; sin embargo, no ocurre precisamente así. En general, por término medio, teóricamente, la mitad de la energía se encuentra en forma de energía cinética producida por la vibración de las partículas y la otra mitad en forma de energía potencial en el estado de tensión del medio. Gutenberg y Richter (1956), estimaron la siguiente relación empírica:

$$\log E_T = K_1 + K_2M + K_3M^2$$

Donde las constantes dependen de la forma como se determine la magnitud. Así, Richter (1956) estimó para California,

$$\log E_T = 9.4 + 2.14M - 0.054M^2$$

posteriormente y de manera similar, se definió la relación entre la energía y las magnitudes m_b y M_s .