

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR

RECTORA: DRA. MARÍA ISABEL RODRÍGUEZ

SECRETARIA
: LICDA. ALICIA MARGARITA RIVAS DE
GENERAL RECINOS

FACULTAD MULTIDISCIPLINARIA ORIENTAL

DECANO: ING. JUAN FRANCISCO MÁRMOL CANJURA.

SECRETARIA: LICDA. LOURDES ELIZABETH PRUDENCIO
COREAS.

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMATICA

JEFA DE
: LICDA. MARÍA DEL TRÁNSITO GUTIÉRREZ
DEPARTAMENTO

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR

TRABAJO DE GRADUACIÓN

**CARACTERIZACIÓN DE LOS ENJAMBRES SÍSMICOS
OCURRIDOS EN ABRIL Y MAYO DE 2005 EN LA ZONA
OCCIDENTAL DE EL SALVADOR.**

ASESORES

**LIC. OSCAR ARMANDO CALDERÓN CASTELLANOS
DOCENTE DIRECTOR**

**LICDA. TELMA ELIZABETH JIMÉNEZ MURILLO
ASESORA METODOLÓGICA**

DEDICATORIA

A DIOS TODOPODEROSO POR HABERME PERMITIDO ALCANZAR UNO DE MIS OBJETIVOS. A MI MAMÁ, TELMA ELIZABETH JIMÉNEZ MURILLO. A MI TIA, NANCY DEL CARMEN JIMÉNEZ MURILLO. A MI HIJA, TELMA ARACELY. A MI ESPOSO, RENÉ CONTRERAS. A MI HERMANO, HUGO RENATO. A MIS FAMILIARES Y AMIGOS. POR HABERME APOYADO EN TODO MOMENTO.

CON MUCHO CARÍÑO,

DIANA JIMÉNEZ

RECONOCIMIENTOS

AL SERVICIO NACIONAL DE ESTUDIOS TERRITORIALES, **SNET**, POR HABER FACILITADO LA INFORMACIÓN REQUERIDA PARA DESARROLLAR EL PRESENTE ESTUDIO, ASÍ COMO POR PERMITIR EL USO DE SU EQUIPO DE CÓMPUTO PARA LA EJECUCIÓN DE UNA PARTE DEL MISMO.

AL PROYECTO DE FORTALECIMIENTO DE LA GESTIÓN AMBIENTAL EN EL SALVADOR, **FORGAES**, BAJO CUYOS AUSPICIOS HA SIDO POSIBLE EL DESARROLLO DE PROYECTOS DE INVESTIGACIÓN DE INTERÉS PARA EL ÁREA MEDIO AMBIENTAL, ENTRE ELLOS EL PRESENTE TRABAJO.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi gratitud a quienes han colaborado en la ejecución del proyecto cuyos resultados se recogen en el presente documento, en especial a las siguientes personas:

Debo agradecer principalmente a mis asesores, Lic. Oscar Armando Calderón Castellanos, M. Sc. Marta Griselda Marroquín Parada y Lic. Telma Elizabeth Jiménez Murillo por el esfuerzo y tiempo dedicados a la orientación en el desarrollo de este trabajo.

Al Lic. José Antonio Rivas por sus oportunas observaciones en cuanto a la construcción de los mecanismos focales compuestos.

Al M. Sc. Luis Alfonso Castillo Ramos, con cuya ayuda fue posible mejorar la resolución de los mapas de epicentros presentados en este documento.

A mis familiares y amigos por haberme brindado comprensión y apoyo.

ÍNDICE

CONTENIDO	PAGINA
INDICE DE TABLAS	x
INDICE DE FIGURAS	xi
RESUMEN	xiii
INTRODUCCIÓN	xiv
CAPITULO I	
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.1.1 Antecedentes	1
1.1.2 Enunciado del problema	2
1.1.3 Objetivos de la investigación	2
CAPITULO II	
MARCO TEÓRICO	4
2.1 Referencias generales geológicas y sísmicas.	4
2.2 Propagación de ondas sísmicas	6
2.2.1 Mecánica de un medio elástico	
2.2.2 Desplazamiento de las ondas P y S	
2.2.3 Trayectorias y tiempos de llegada	
2.2.4 Capas planas y velocidad constante	
2.3 Parámetros focales de los terremotos	15
2.3.1 Localización de terremotos	
2.3.1.1 Localización con una estación	
2.3.1.2 Localización con múltiples estaciones	
2.3.2 Magnitud e intensidad	
2.3.3 Mecanismos de los terremotos	
2.3.4 Parámetros de una falla	
2.3.5 Determinación de la orientación del plano de falla	
2.3.6 Relaciones entre el tipo de falla y su proyección en la esfera focal	
2.3.7 Mecanismo focal compuesto	
2.4 Ondas coda	27
2.4.1 Propiedades características de las ondas coda	
2.4.2 Modelo “single Back scattering” y algunos resultados experimentales	
2.4.3 Estimación del factor de calidad Q	

2.4.4	Variación de Q coda con el tiempo	
2.5	Estadística de terremotos	31
2.5.1	Distribución temporal de los terremotos	
2.5.2	Premonitores, replicas y enjambres de terremotos	
2.5.3	Ciclos sísmicos	
2.5.4	Distribución de magnitudes	
	CAPITULO III	
	DISEÑO METODOLÓGICO	36
3.1	Introducción	36
3.2	Base de datos y criterios de selección	36
3.3	Localización de la base de datos	38
3.4	Descripción de programas de localización	39
3.4.1	Hypocenter	
3.4.2	Hypo71	
3.4.3	Hypoinverse	
3.4.4	Parámetros arrojados por los diferentes programas de localización	
3.5	Método del mecanismo focal compuesto	41
3.5.1	Programa FOCMEC	
3.6	Descripción de programas especiales Wadati, bVALUE	42
3.6.1	Wadati	
3.6.2	bValue	
3.7	Métodos de Q coda	42
	CAPITULO IV	
	PRESENTACIÓN DE RESULTADOS	44
4.1	Introducción	44
4.2	Localización de hipocentros	45
4.2.1	Selección de datos	
4.2.2	Resultados de la localización de la actividad sísmica	
4.3	Algunos parámetros sísmicos de la zona occidental de El Salvador	53
4.3.1	selección de datos	
4.3.1.1	Relación Vp/Vs	
4.3.1.2	Valor 'b'	
4.3.2	Discusión de resultados	
4.4	Cálculo de Q coda	60
4.4.1	Selección de datos	
4.4.2	Discusión de resultados	
4.5	Construcción de los mecanismos focales compuestos	66
4.5.1	Selección de datos	
4.5.2	Discusión de resultados	
	CAPITULO V	
	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	72

5.1	Conclusiones	72
5.2	Recomendaciones	73
 BIBLIOGRAFIA		 75
 ANEXOS		 78
	Anexo 1: tiempos de arribo de P y su polaridad (abril)	79
	Anexo 2: tiempos de arribo de P y su polaridad (mayo)	83
	Anexo 3: comparación entre hipocentros localizados por tres programas (abril)	91
	Anexo 4: comparación entre hipocentros localizados por tres programas (mayo)	95
	Anexo 5: comparación entre hipocentros localizados por el método de múltiples estaciones y por el método de una estación.	104
	Anexo 6: Mapa geológico de El Salvador	108
 GLOSARIO		 109

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO II

2.1 Fecha de los últimos enjambres ocurridos en la zona occidental de El Salvador.

CAPÍTULO III

3.1 Modelo de corteza utilizado en el estudio.

CAPÍTULO IV

4.1 Comparación entre hipocentros localizados con varias estaciones y con una estación.

4.2 Comparación entre hipocentros localizados por los programas Hypocenter, Hypo71 y Hypoinverse.

4.3 Datos de los sismos seleccionados para el promedio de V_p/V_s para el mes de abril.

4.4 Datos de los sismos seleccionados para el promedio de V_p/V_s para el mes de mayo.

4.5 Datos de los valores 'a' y 'b' para ambos enjambres.

4.6 Magnitudes máximas esperadas.

4.7 Diferentes valores de Q-coda para datos sísmicos de ambos enjambres.

4.8 Comparación entre los valores de Q a través del tiempo.

4.9 Valores de $1/q$ para los enjambres.

4.10 Soluciones de los diferentes planos para los mecanismos compuestos de cada enjambre.

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPITULO II

- 2.1 Asentamiento tectónico de Centro América
- 2.2 Zonas de mayor actividad sísmicas de El Salvador
- 2.3 Fuerzas y esfuerzos actuando sobre un medio elástico
- 2.4 Trayectoria rayos en un medio que la velocidad aumenta con la profundidad
- 2.5 Dromocrónicas correspondiente a una capa sobre un medio
- 2.6 Localización con una estación
- 2.7 Diagramas de Wadati
- 2.8 Método de círculos para la triangulación de hipocentros
- 2.9 Ajuste de los epicentros
- 2.10 Teoría del rebote elástico
- 2.11 Parámetros que definen el movimiento de una falla
- 2.12 Patrón de radiación en un plano
- 2.13 Esquemas de esfera focal
- 2.14 Representación de grafico que muestra los valores 'a' y 'b'.

CAPÍTULO III

- 3.1 Red sísmica y acelerográfica de El Salvador.

CAPITULO IV

- 4.1 Número de temblores diario para los meses de abril y mayo
- 4.2 Mapa de epicentros
- 4.3 Distribución de magnitudes del enjambre de abril.
- 4.4 Distribución de profundidades del enjambre de abril.
- 4.5 Distribución de magnitudes del enjambre de mayo.
- 4.6 Distribución de profundidades del enjambre de mayo.
- 4.7 Diagrama de Wadati para eventos de abril
- 4.8 Diagrama de Wadati para eventos de mayo

- 4.9 Valor 'a' y 'b' para abril
- 4.10 Valor 'a' y 'b' para mayo
- 4.11 Ejemplo del ploteo de Q-coda
- 4.12 Conjunto de soluciones del mecanismo focal compuesto para el grupo 1 de abril.
- 4.13 Conjunto de soluciones del mecanismo focal compuesto para el grupo 2 de abril.
- 4.14 Conjunto de soluciones del mecanismo focal compuesto para el grupo del mes de mayo.
- 4.15 Solución escogida para grupo 1 de abril.
- 4.16 Solución escogida para grupo 2 de abril.
- 4.17 Solución escogida para el enjambre de mayo.

RESUMEN

En este trabajo se presentan resultados de la caracterización de dos enjambres acontecidos en la zona occidental de El Salvador. Esta comprende: localización con tres algoritmos de localización, mecanismo focal compuesto, Valores 'a' y 'b', relación de las velocidades P y S, y factor de calidad Q, de 354 eventos sísmicos registrados por el Servicio Nacional de Estudios Territoriales de El Salvador, en el periodo de abril y mayo de 2005.

La relación entre las velocidades P y S es de 1.75 ± 0.10 para abril en la zona de Chalchuapa y alrededores, y de 1.75 ± 0.04 para mayo en la cordillera Apaneca-Lamatepec. Respecto a los parámetros sísmicos 'a' y 'b', los enjambres de abril y mayo presentan diferencias pequeñas. Los resultados referidos indican que las condiciones de ambos lugares son similares esperando una magnitud de alrededor de 5. Las soluciones de los mecanismos focales proyectan fallas de desgarre. Se encontraron para abril dos grupos de eventos con distintas fuentes generadoras; el primero de ellos tiene orientación sur-noreste; mientras que el segundo agrupamiento de abril tiene orientación nor-noreste. Para el mes de mayo se encontró que la fuente generadora de la sismicidad tiene orientación nor-noreste.

El factor de calidad Q fue determinado en función de la frecuencia en un rango de 2-16 Hz, usando 323 microtemblores con profundidades focales entre 0-25 Km. Se usó el modelo de Aki y Chouet de propagación y generación de ondas coda. El análisis fue hecho para la sismicidad de abril y de mayo por separado, encontrando que Q coda tiene dependencia de la frecuencia y de la ventana de tiempo utilizada. El factor $1/q$ reporta un incremento pequeño de abril a mayo, lo cual ha ocurrido en otros lugares, previo a una erupción. Sin embargo, no puede afirmarse en definitiva que un incremento de $1/q$ anticipe en todos los casos un episodio eruptivo. Se hace necesario continuar el estudio de este tema para mejorar la comprensión del mismo.

INTRODUCCIÓN

El Salvador está localizado en la parte oeste de la placa del Caribe, la cual interactúa con otras cuatro placas litosféricas en la región centroamericana. Los principales rasgos que afectan la sismicidad de El Salvador son: la Fosa Centroamericana, la subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe, y la cadena volcánica, la cual es resultado de dicha subducción, que va de Guatemala, pasando por El Salvador y Nicaragua, hasta Costa Rica (Bommer et al., 1996, citado por Marroquín, 1998). La mayor parte de la actividad sísmica en Centro América ocurre en la zona del empuje interplacas, pero una cantidad significativa de la actividad sísmica se concentra a lo largo de la cadena volcánica (Harlow et al. 1993, citado por Marroquín, 1998). Alrededor del 80% de la actividad sísmica en El Salvador es generada por la zona de subducción, mientras que el otro 20% es generado por el movimiento de fallas locales o actividad volcánica (Atakan y Torres, 1993, citado por Marroquín, 1998). La zona occidental de El Salvador es una de las regiones del país en donde se registra frecuentemente actividad sísmica. Es por tanto de interés identificar y caracterizar fallas activas en la zona, información de gran importancia en la determinación del peligro sísmico. En El Salvador a pesar de las condiciones antes citadas los estudios desarrollados en esta área son pocos, por lo que es primordial el desarrollo de investigaciones en esta área.

La finalidad de la presente investigación es la caracterización de dos enjambres sísmicos ocurridos en la zona occidental de El Salvador en los meses de abril y mayo de 2005. Dicha caracterización consiste en la determinación de parámetros sísmicos como 'a' y 'b', V_p/V_s , el factor de calidad Q y los mecanismos focales compuestos de estos enjambres, y la comparación de localizaciones hipocentrales entre diferentes algoritmos. Todo esto con el fin de obtener un mejor panorama de las condiciones geodinámicas de la zona occidental de El Salvador.

En el desarrollo del trabajo se analizan datos de 354 eventos sísmicos que fueron registrados por el Servicio Nacional de Estudios Territoriales, SNET. Todos los eventos estudiados fueron proporcionados en formato digital, y su procesamiento se hizo

igualmente de manera digital. La mayoría de estos eventos están considerados como microsismos.

El documento está estructurado en cinco capítulos. En el primer capítulo se hace un breve recuento de los antecedentes, se propone el problema de investigación que se aborda en el presente trabajo, a la vez que se hace una exposición de los objetivos de la investigación.

En el segundo capítulo se desarrolla la teoría necesaria para analizar el problema en estudio. El tercer capítulo contiene una descripción de la metodología utilizada en sus diferentes facetas. En el cuarto capítulo se presentan los resultados obtenidos y la discusión de éstos. Las conclusiones globales y las recomendaciones pertinentes se exponen en el quinto capítulo, para presentar al final del documento las referencias bibliográficas y los anexos. Dado que el tema se presta para hablar de muchos términos nuevos para la mayoría de aficionados en esta disciplina se incluye un glosario.

CAPÍTULO I:

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1 Antecedentes

El Salvador está situado en una zona volcánica y sísmicamente activa. Los principales factores que generan la sismicidad son: por un lado, la subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe; y por otro lado, las fallas geológicas en el territorio.

Los terremotos ó sismos, son uno de los fenómenos naturales que más ocasionan desastres, con la secuela de pérdida de vidas humanas, destrucción parcial o total de las infraestructuras, además del pánico en la población y los elevados costos económicos. En El Salvador, los terremotos ocupan el segundo lugar en ocurrencia de fenómenos naturales, según el Centro de Coordinación para la Prevención de Desastres Naturales en América Central (CEPREDENAC), y son la principal causa en generar perdidas económicas, tal es así que para los terremotos de 2001 la destrucción fue cuantificada en 1603.8 millones de dólares según la Comisión Económica para América Latina (CEPAL).

Una de las clases de sismicidad frecuente en el país es la sismicidad tipo enjambre. En El Salvador hay pocos estudios sobre la sismicidad local en general, y menos aun sobre la sismicidad tipo enjambre en particular. La principal razón de que haya pocos estudios es la escasez de personal capacitado en el tema.

Durante el año 2005 han ocurrido varios enjambres sísmicos en la zona occidental de El Salvador. Debido a esta oportunidad de conocer más sobre las características geológicas de esta zona, se propone tomar dos enjambres sísmicos para relocalizarlos, caracterizarlos y compararlos.

El presente documento es en primer plano de carácter local, sin embargo la sismicidad tipo enjambre es frecuente a lo largo del país y más aun en la cadena volcánica, lo que hace que

esto trabajo tenga relevancia regional y, finalmente es importante para otras zonas que tienen condiciones similares.

1.2 Enunciado del problema

El graben central es una de las zonas de mayor actividad sísmica en El Salvador. Con frecuencia dicha actividad se manifiesta en forma de enjambres sísmicos.

Existen pocas investigaciones orientadas a las fuentes generadoras y el efecto de propagación de las ondas sísmicas en el medio, información que contribuye a un mejor conocimiento de la amenaza sísmica.

En el presente trabajo se caracterizan dos de los enjambres ocurridos en la zona occidental durante el año 2005.

1.3 Objetivos de la Investigación

Objetivo General:

- Acrecentar el conocimiento de los fenómenos sísmicos en El Salvador.
- Caracterizar dos enjambres sísmicos en la zona occidental de El Salvador ocurridos en abril y mayo de 2005.

Objetivos específicos:

- Relocalizar los parámetros sísmicos utilizando diferentes algoritmos de cálculo.
- Localizar los eventos que forman parte de mayo usando el método de localización con una estación además de la localización con toda la red.
- Determinar la relación V_p / V_s , para cada enjambre.

- Construir el mecanismo focal compuesto para cada enjambre.
- Determinar los parámetros conocidos como valor 'a' y 'b' de los enjambres.
- Calcular el factor de calidad Q para la zona occidental de El Salvador.
- Identificar las diferencias o similitudes entre los resultados obtenidos para cada enjambre de los parámetros 'b', V_p/V_s , mecanismo de falla, factor de calidad, entre otros.

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

2.1 Referencias Generales, Geológicas y sísmicas.

Una teoría que ha revolucionado el estudio de la sismicidad en la época actual es la llamada Tectónica de Placas. Que sugiere que el globo terrestre esta formado por varias placas sólidas (12 o más), que están en constante movimiento. La interacción de estas produce los movimientos en la superficie terrestre. (Fundamentos de Sismología, Agustín Udías, 1986)

La actividad tectónica en El Salvador se debe principalmente por la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa Caribe a lo largo de la Fosa Mesoamericana con una velocidad de 7.6 ± 0.4 cm por año N 26° E $\pm 3^\circ$. Esta actividad esta también influenciada por el movimiento relativo de la Placa Caribe y la de Norteamérica la cual es cercana a los 4.0 cm por año (Fig. 2.1)

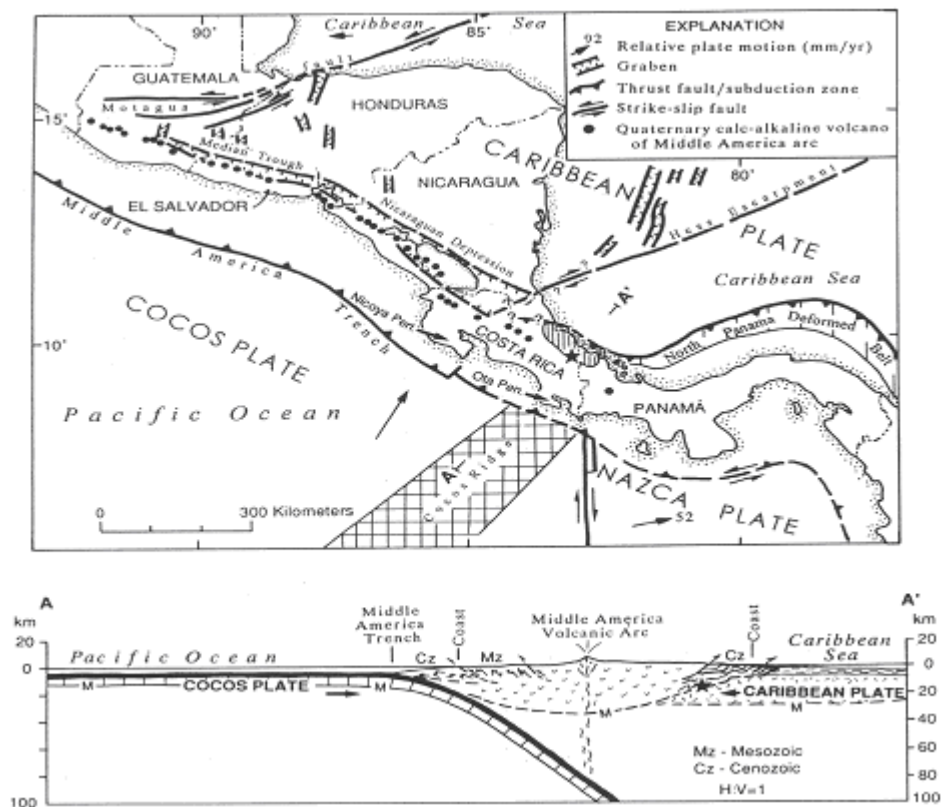


Fig. 2.1. Asentamiento tectónico de Centro América. (Pulido Nelson, 2001).

El sistema de debilidad tectónica más importante para El Salvador es el que tiene la dirección WNW; se caracteriza por desplazamientos verticales considerables que atraviesan la República, formándose un graben o fosa tectónica. El origen de esta se explica de la siguiente manera. En el terciario superior, fuerzas de compresión regional dieron lugar a la formación de un geoanticlinal, que se extiende paralelamente a la costa del Pacífico, desde Guatemala Hasta Nicaragua. Posteriormente, fuerzas de tensión a lo largo de la cresta de este geoanticlinal dieron lugar a una zona de fallas, seguidas de un hundimiento, formándose la fosa central o graben (Molnar y Sykes, 1969, citado por Rivas 1992).

Con base en la historia sísmica de El Salvador, el área de sismología del SNET ha delimitado algunas de las zonas de mayor actividad sísmica dentro de la fosa central. Entre ellas se pueden mencionar las siguientes. Dentro de estas zonas con frecuencia se dan enjambres sísmicos.

- Ahuachapan
- Apaneca-Izalco
- Ateos-Sacacoyo
- Área San Salvador
- San Vicente
- Berlín
- Conchagua y otras.

Se hace notar que la zona de Los Naranjos, Juayúa y Apaneca, Turín, Chalchuapa, Atiquzaya (zona del presente estudio) ha sido afectada anteriormente por la ocurrencia de sismos en forma de enjambres. En la tabla 2.1 se muestra el mes y año en que han ocurrido los últimos enjambres.

Tabla 2.1. Enjambres ocurridos en la zona de estudio. (Fuente SNET).

Fecha	No. de sismos
Marzo/1990	20
Junio/1990	50
Febrero/1998	16
Julio/2003	154
Febrero/2005	21

medio continuo se puede expresar de acuerdo con Euler (Udías, et al, 1986, Citado por Rivas) y usando la notación de subíndices de la forma:

$$\int F_i dV + \int T_{ij} dS_j = \frac{d}{dt} \int \rho V_i dV \quad (2.1)$$

$$\int F_i dV + \int T_{ij} dS_j = \frac{d}{dt} \int \rho V_i dV$$

Donde F representa las fuerzas por unidad de volumen, T el vector de esfuerzos por elemento de superficie dS cuya normal es v (Fig. 2.3)

Siguiendo un desarrollo con conceptos tensoriales se obtiene:

$$\nabla^2 \theta = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} \quad (2.2)$$

$$\nabla^2 \omega = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2} \quad (2.3)$$

Donde

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.4)$$

y

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.5)$$

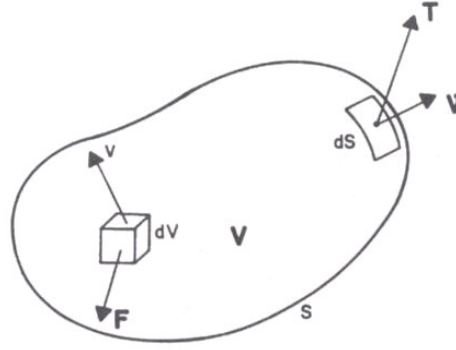


Fig. 2.3. Fuerzas y esfuerzos actuando en un medio elástico V, limitado por una superficie S. (Fundamentos de Sismología, Agustín Udías, 1997)

Siendo λ y μ los coeficientes de Lamé, que para el caso homogéneo son constantes, μ es el modulo de cizalla o rigidez que relacionan los esfuerzos y deformaciones cortantes o de cizalla, λ está relacionado con k, el coeficiente volumétrico o de compresibilidad, por la relación:

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu \quad (2.6)$$

Las dos expresiones (2.2) y (2.3) son ecuaciones de onda. Sus soluciones representan dos tipos de ondas que se propagan con distinta velocidad. Las representadas por θ corresponden a perturbaciones elásticas de cambio de volumen sin cambios de forma, son ondas longitudinales y se propagan con velocidad α . Estas ondas son las primeras en llegar ($\alpha > \beta$) y en sismología reciben el nombre de ondas P (ondas primarias). Las soluciones para ω de la ecuación (2.4) representan cambios de la forma sin cambio de volumen, son ondas transversales, su velocidad es β y reciben el nombre de ondas S (ondas secundarias). Ambas ondas reciben el nombre de ondas de cuerpo. La existencia en un medio elástico de estos tipos de onda fue propuesto por primera vez por Poisson en 1830, y más tarde por Stokes en 1849 (Fundamentos de Sismología, Udías, 1997).

2.2.2 Desplazamiento de las ondas p y s.

Las componentes de los desplazamientos de las ondas P y S se pueden expresar en forma de ondas planas que en forma exponencial vienen dadas por:

$$u^p_k = A_k \exp i [k_\alpha (v_j x_j - \alpha t) + \varepsilon] \quad (2.7)$$

$$u^s_k = B_k \exp i [k_\beta (v_j x_j - \beta t) + \eta] \quad (2.8)$$

Estos desplazamientos se pueden expresar en función de dos potenciales, uno escalar Φ y otro vectorial Ψ en la forma:

$$u = \nabla \phi + \nabla \times \Psi \quad (2.9)$$

Cumpléndose que

$$\nabla \cdot \Psi = 0 \quad (2.10)$$

Esta partición es una aplicación del teorema de Helmholtz, válido para cualquier campo vectorial. Estos potenciales son soluciones de la ecuación de onda en la forma:

$$\nabla^2 \phi = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad ; \quad \nabla^2 \Psi = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} \quad (2.11)$$

Si se supone que tanto Φ como Ψ tienen dependencia armónica del tiempo, $\Phi(x_i, t) = \Phi(x_i) \exp i\omega t$, al sustituir en la ecuación (2.11) se obtiene:

$$(\nabla^2 + k_\alpha^2) \phi = 0 \quad ; \quad (\nabla^2 + k_\beta^2) \Psi = 0 \quad (2.12)$$

Estas ecuaciones se conocen como las ecuaciones de Helmholtz y en ellas se ha eliminado la dependencia del tiempo.

Las expresiones de Φ y Ψ para una solución en la forma de ondas planas que se propagan en la dirección definida por los cósenos directores (v_1, v_2, v_3) son:

$$\Phi = A \exp i [k_\alpha (v_j x_j - \alpha t) + \varepsilon] \quad (2.13)$$

$$(\Psi_1, \Psi_2, \Psi_3) = (B_1, B_2, B_3) \exp i [k_\beta (v_j x_j - \beta t) + \eta] \quad (2.14)$$

El potencial Φ nos representa la onda P y el potencial Ψ la onda S. De esta forma es puede escribir:

$$u = u^p + u^s$$

donde

$$u^p = \nabla \Phi \quad (2.15) \quad y \quad u^s = \nabla \chi \Psi \quad (2.16)$$

A partir de las ecuaciones (2.13) y (2.14) por un lado, y (2.15) y (2.16) por otro, se puede fácilmente deducir que los desplazamientos de las ondas P son longitudinales, coincidentes con la dirección de propagación, y los de las ondas S están en un plano normal a esta dirección.

Como en sismología las observaciones de las ondas sísmicas se realizan en la superficie de la tierra, se acostumbra a referir a las componentes de los desplazamientos de las ondas P y S con respecto al sistema de ejes geográficos (x_1, x_2, x_3) en la dirección norte, oeste y cenit.

2.2.3 Trayectorias y tiempos de llegada.

Las trayectorias y tiempos de llegada de las ondas P y S desde su foco, al punto de observación puede estudiarse de una manera sencilla desde el punto de vista de la dirección del rayo, o normal al frente de onda. La ecuación fundamental que regula la trayectoria de un rayo sísmico se deduce aplicando el principio de Fermat de la condición de tiempo mínimo al camino recorrido, y resulta en la ley de Snell, que se puede expresar de la forma:

$$\frac{S_{eni}}{v} = p \quad (2.17)$$

Donde i es el ángulo que forma el rayo con la vertical en un punto; v es la velocidad de la onda en dicho punto, y p , el parámetro del rayo, constante a lo largo de cada rayo.

Si v es constante, i será constante; si v cambia, i debe cambiar también, curvándose el rayo, bien hacia arriba o hacia abajo. En el caso que v varié solo con la vertical, las ondas aumentaran o disminuirán de velocidad en esa dirección.

El caso más comúnmente conocido en sismología es el cambio de la velocidad con la profundidad y generalmente, en el caso de la tierra, esta aumenta con la profundidad. El rayo es entonces de trayectoria curva. Si el foco y el punto de observación están en la superficie, la trayectoria será un arco cóncavo hacia la superficie (Fig.2.4). Para distancias cortas se puede considerar la tierra plana, siendo x la distancia del foco F al punto de observación S .

Si se conoce la distribución de velocidades $v(z)$ para cada punto y conocida x , podemos calcular la distancia recorrida a lo largo del rayo S , la profundidad máxima h que alcanza y el tiempo t que tarda en llegar la onda.

Si el foco no está en la superficie, x es la distancia del epicentro E , a la estación S (distancia epicentral). Si calculamos t para cada x obtenemos la curva (t, x) , que se denomina dromocrónica.

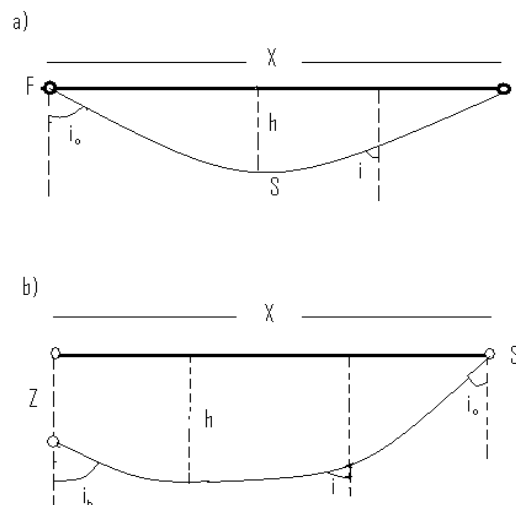


Fig. 2.4 Trayectoria de rayos en un medio con velocidad que aumenta con la profundidad. a) Con foco en la superficie, b) a profundidad Z . h es la profundidad máxima del rayo y X la distancia horizontal que aparentemente recorre la onda.

2.2.4 Capas planas y velocidad constante.

Para distancias epicentrales menores de 500 km, los rayos sísmicos solo penetran en la corteza y parte superior del manto. En una primera aproximación para efectos de propagación de ondas, se puede considerar la corteza formada por placas planas de velocidad de propagación constante. Para estudiar este caso, consideramos el caso más sencillo, para una capa de velocidad v_1 sobre un medio de velocidad v_2 , con la condición $v_2 > v_1$ (Fig. 2.5).

Los tres rayos posibles que saliendo de f llegan a E, son:

1. El rayo directo.
2. El rayo reflejado en la base de la capa.
3. El rayo refractado critico a lo largo de la superficie superior del medio.

Los tiempos de recorrido de los dos primeros se pueden fácilmente escribir en la forma:

$$t_1 = \frac{x}{v_1} \quad (2.18)$$

$$t_2 = 2 \frac{\sqrt{H^2 + \frac{x^2}{4}}}{v_1} \quad (2.19)$$

La onda refractada critica es la que incide en el medio de velocidad v_2 con el ángulo critico, $i_c = \sin^{-1} (v_1/ v_2)$, se transmite a lo largo de la superficie de separación con velocidad v_2 y vuelve a refractarse a la capa de velocidad v_1 con el mismo ángulo. La expresión para el tiempo recorrido es:

$$t_3 = \frac{2H}{v_1 \cos i_c} + \frac{x - 2H \tan i_c}{v_2} \quad (2.20)$$

Que también se puede escribir de la forma:

$$t_3 = \frac{x}{v_2} + \frac{2H\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} \quad (2.21)$$

En la última expresión se ha sustituido $\cos i_c$ por su valor en función de las velocidades. El segundo término de la misma se denomina tiempo de retraso y corresponde a la diferencia entre el tiempo que la onda tarda en ir de F a A con velocidad v_1 y de F' a A con v_2 .

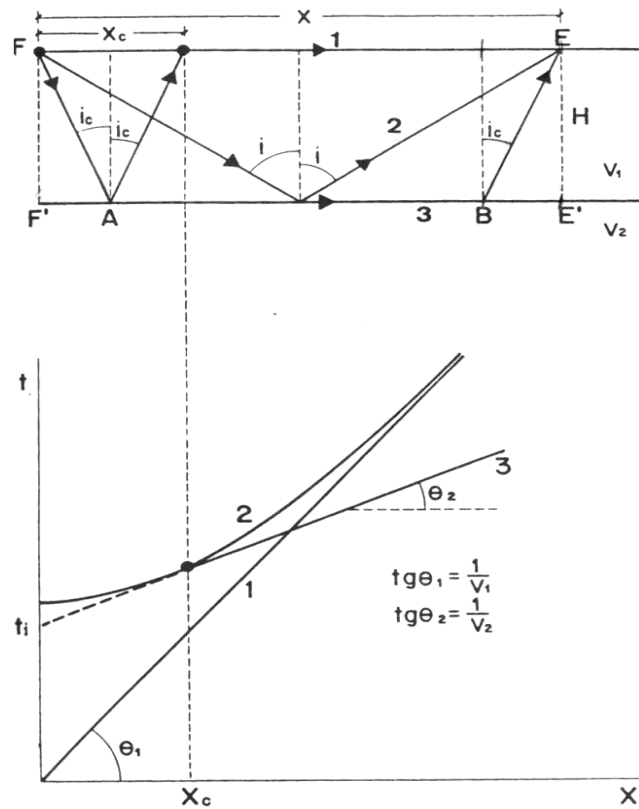


Fig. 2.5 Rayos directos 1; reflejado 2; refractado 3; y las dromocrónicas correspondientes a una capa sobre un medio, ambos de velocidad constante ($v_1 < v_2$); x_c distancia crítica y t_i tiempo de intersección del refractado crítico. (Fundamentos de Sismología, Udías 1997)

El tiempo t_i es el de intersección de la onda refractada crítica. Los valores de las pendientes θ_1 y θ_2 , x_1 y t_1 sirven para obtener los parámetros del modelo v_1 , v_2 y H conocida la dromocrónica. Las expresiones empleadas para obtener H son:

$$H = \frac{x_c \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{2v_1} \quad (2.22)$$

$$H = \frac{t_i v_1 v_2}{2\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \quad (2.23)$$

A partir de los tiempos de llegada de las ondas reflejadas, también pueden obtenerse estos parámetros.

$$t_1 = \frac{\sqrt{h^2 + x^2}}{v_1} \quad (2.24)$$

$$t_2 = \frac{\sqrt{(2H - h)^2 + x^2}}{v_1} \quad (2.25)$$

$$t_3 = \frac{x}{v_2} + \frac{(2H - h)\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_2 v_1} \quad (2.26)$$

Si el foco en lugar de estar en la superficie esta a una profundidad h las ecuaciones son:

La generalización para n capas planas horizontales superpuestas en las que la velocidad de cada capa aumenta con la profundidad, no impone ninguna dificultad. La expresión para los tiempos de recorrido de las ondas refractadas críticas en la capa n viene dada por.

$$t_n = \frac{x}{v_n} + \sum \frac{2H_i \sqrt{v_n^2 - v_i^2}}{v_n v_i} \quad (2.27)$$

Las dromocrónicas resultantes son una serie de rectas de pendiente cada vez menor.

2.3 Parámetros focales de los terremotos.

2.3.1 Localización de terremotos.

Una de las tareas más importantes en la sismología observacional es la localización de fuentes sísmicas. Esto involucra la determinación tanto de las coordenadas hipocentrales así como del tiempo origen. En general, determinar la localización de la fuente requiere de la identificación de las fases sísmicas y de la medida de sus tiempos de arribo, así como del conocimiento de la distribución de la velocidad entre el hipocentro y la estación sísmica. Dada la localización de la fuente sísmica, puede calcularse el tiempo de viaje para cualquier fase en particular a una estación sísmica en cualquier lugar con un modelo de velocidades arbitrariamente complejo.

2.3.1.1 Localización con una sola estación.

En general, el tiempo de arribo de varias fases de muchas estaciones sísmicas son requeridos para determinar el hipocentro y el tiempo origen de un terremoto, pero es posible usar una sola estación sísmica para obtener un estimado crudo. Los métodos de localización con una sola estación requieren que ésta sea triaxial. Puesto que la onda P está en la componente vertical y radialmente polarizada, el vector de movimiento de la onda P puede ser usado para inferir el azimut al epicentro. La figura 2.6 Muestra la naturaleza de la polarización de la onda P; si el movimiento vertical de la onda P es hacia arriba, la componente radial de la onda P está dirigida desde el epicentro. Si la componente vertical de la onda P es hacia abajo, la componente radial esta dirigida hacia el epicentro. A menos que el evento esté en un azimut trasero tal que el movimiento de la onda P sea naturalmente rotado en una componente única, las dos componentes horizontales registrarán la componente radial de la onda P. El ratio de las amplitudes en las dos componentes horizontales puede entonces ser usado para encontrar el vector proyección de la onda P a lo largo del azimut de la fuente sísmica.

La distancia a la fuente sísmica es obtenida de la diferencia entre los tiempos de arribo de las dos fases, usualmente P y S. Si el terremoto está en un rango local, entonces la distancia puede ser aproximada por

$$D = \frac{t_s - t_p}{\sqrt{3} - 1} \alpha \quad (2.28)$$

Para la mayoría de los eventos superficiales, la regla de Thumb es $D = (t_s - t_p) * 8.0$. A distancias mayores se usa simplemente tablas de tiempo de arribo para estimar la distancia. Conociendo la distancia, puede estimarse que el tiempo de viaje de P y por tanto determinar el tiempo origen. Comparar tiempos diferenciales entre múltiples conjuntos de fases con tiempos de las curvas de tiempos de viaje, puede mejorar el estimado de la distancia. Si fases de profundidad claras están presentes, es posible aún estimar razonablemente la profundidad de la fuente usando una estación. Este simple procedimiento para estimar la localización no es preciso para distancias mayores que alrededor de 20° debido a que la onda P llega en pendiente y su componente horizontal es muy pequeña para dar un estimado real del azimut de la fuente.

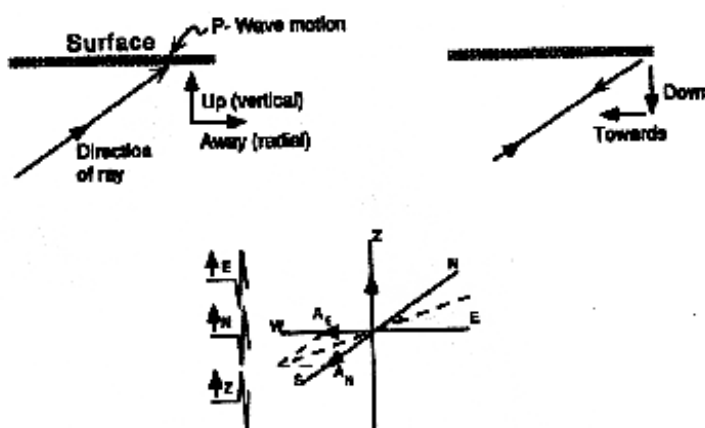


Fig. 2.6 Procedimiento para determinar el azimut a la fuente de una onda P registrada usando el vector de movimiento de tres componentes y el hecho que los movimientos de las ondas P están polarizados en el plano vertical y radial. (Lay Thorne y Terri C. Wallace Modern Global Seismology 1995)

2.3.1.2 Localización con múltiples estaciones.

Cuando muchas estaciones están disponibles, una localización precisa puede ser obtenida usando tiempos de arribos de la onda P y/o S. Si el evento es considerado local, las dos principales fases en el sismograma son P y S. El tiempo origen del terremoto puede ser determinado con una técnica gráfica muy simple llamada diagrama de Wadati. El tiempo de separación de las fases P y S ($t_s - t_p$) es plotado contra el tiempo absoluto de la onda P. Puesto que $t_s - t_p$ tiende a cero en el hipocentro, el ajuste a una línea recta en el diagrama de

Wadati proporciona el tiempo origen aproximado en el intercepto con el eje del tiempo de arribo de P. La Figura 2.7 muestra un ejemplo del diagrama de Wadati. La pendiente de la tendencia es $m = \left(\frac{\alpha}{\beta} - 1 \right)$, la cual

Puede ser relacionado con el radio de Poisson como sigue.

$$\frac{\alpha}{\beta} = \sqrt{\frac{1-v}{\frac{1}{2}-v}} \rightarrow v = \frac{1-\frac{n}{2}}{1-n} \quad (2.29)$$

Una vez que el tiempo origen (OT) ha sido estimado, la distancia epicentral para la i -ésima estación puede ser estimada tomando el tiempo de viaje de la onda P y multiplicándola por un estimado de la velocidad promedio de P.

$$D_i = (t_p^i - OT)\alpha \quad (2.30)$$

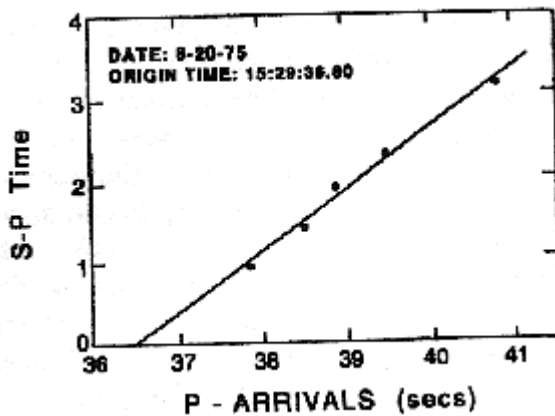


Fig. 2.7 Un ejemplo del método de diagrama de Wadati para determinar el tiempo origen de un terremoto local. El tiempo origen es dado por el intercepto con el eje de tiempo de arribo de P. (Lay Thorne y Terri C. Wallace, Modern Global Seismology, 1995)

El epicentro debe estar en un hemisferio de radio D_i centrado en la i -ésima estación. Esto corresponde en la vista del mapa a un círculo de radio D_i . En la Figura 2.8 se muestra este método para tres estaciones. Puesto que un solo hipocentro debe contar para los tres arribos de las ondas P, los hemisferios para todas las estaciones deben interceptarse en un punto. El epicentro puede ser encontrado dibujando el núcleo de las secciones que se interceptan. La intersección de los núcleos mostrará entonces el epicentro. La profundidad focal, d , puede ser determinada tomando la raíz cuadrada de la diferencia entre los cuadrados de la distancia de propagación, D_i , y la distancia a lo largo de la superficie al epicentro,

$\Delta: d = (D^2 - \Delta^2)^{1/2}$. Incluyendo más observaciones se obtendrán intersecciones adicionales que teóricamente deberían pasar a través del epicentro. En la práctica, el error siempre está presente, tanto en los datos como en la asunción de que las trayectorias de los rayos son rectas y que la velocidad es perfectamente conocida, de modo que la dispersión en la intersección usualmente ocurre.

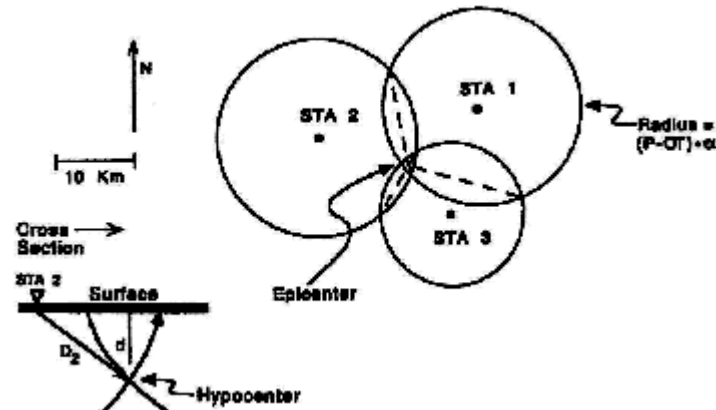


Fig. 2.8 Método de círculos para la triangulación de hipocentros. (Lay Thorne y Terri C. Wallace Modern Global Seismology 1995)

Este método para determinar el hipocentro de un terremoto es llamado *método de círculos*. Para el caso, se ha asumido una homogeneidad de medio espacio. El método aún funcionará para una estructura de velocidades heterogénea en tanto las capas sean planas.

2.3.2 Magnitud e Intensidad.

La primer manera para describir el tamaño de un terremoto es por sus efectos, es decir, por daños ocasionados en los edificios y estructuras construidas por el hombre o por sus consecuencias en el terreno. Sobre ambos tipos de observaciones se basa la intensidad. La intensidad de un terremoto en un punto determinado de la superficie de la tierra es la fuerza con que se siente y se mide por sus efectos destructivos sobre edificaciones. De entre las escalas para medir un terremoto, Mercalli propuso en 1902 una escala de I a X grados, ampliada, la cual mide la intensidad de un terremoto por los daños ocasionados a las estructuras. Otra escala muy utilizada es la de C. F. Richter creada en 1956, la cual mide la

intensidad del terremoto por la cantidad de energía liberada en dicho evento. El concepto de magnitud de un terremoto se fundamenta en que la amplitud de las ondas sísmicas es una medida de la energía liberada en el foco. Utilizando datos de terremotos en California, Richter estableció la magnitud M con la fórmula

$$M = \log A - \log A_0 \quad (2.31)$$

Donde: A : amplitud máxima registrada en una estación por un sismómetro

A_0 : la amplitud correspondiente a la misma distancia de un
Terremoto tomado como patrón

La escala para la magnitud planteada arriba esta ajustada de forma que a una distancia de 100 kilómetros un terremoto que produce una amplitud igual a 1 mm corresponde a $M=3$. Esta escala de magnitud esta en función de un tipo específico de instrumento (sismógrafo de torsión Wood Anderson) para una región determinada (California) y para distancias relativamente cortas ($\Delta < 1000$ Km.), la cual es usada en este estudio. Por esta razón hoy esta magnitud recibe el nombre de magnitud local (M_l). La utilización moderna de instrumentos de alta amplificación puede llevar a una saturación de la señal, lo que no permite la medida de las amplitudes máximas. Esto ha llevado a definir otras escalas de magnitud local basadas en la duración de la señal τ . Entre estas magnitudes se encuentran la magnitud de duración, magnitud telesísmica y magnitud de momento.

Magnitud de duración:

Esta es una variación del concepto de magnitud local que se emplea en algunas redes. Es común que en redes locales se usen instrumentos con una respuesta máxima de entre 10 y 20 Hz. La magnitud de duración se basa en la duración de la señal, τ :

$$M_d = a \log (\tau) - b + c \Delta \quad (2.32)$$

Donde Δ es la distancia epicentral, y a , b y c son coeficientes ajustados para que M_d corresponda a M_l , para un área específica.

Magnitud telesísmica:

Diez años después que fuera establecida la escala M_L , Gutenberg y Richter (1945) extendieron la escala para tele sismos, utilizando la máxima amplitud de onda superficial con periodos de 20 segundos. Establecieron una escala consistente con la escala M_L :

$$M_s = \log(A) + 1.656 \log(\Delta^\circ) + 1.818 \quad (2.33)$$

Donde A es la máxima amplitud del movimiento del terreno. La escala no sirve para terremoto de mayor profundidad por que estos no generan ondas superficiales con amplitudes medibles, y para ello es necesario definir la escala en base a las ondas P y S.

El primer paso fue estudiar la atenuación de la amplitud de ondas internas procedentes de sismos superficiales y calibrar una escala con los valores de M_s , y después extender la nueva escala para sismos más profundos. La definición básica de esta escala es:

$$m_b = \log(A/T)_{\max} + Q(\Delta, h) \quad (2.34)$$

Donde $(A/T)_{\max}$ es la máxima relación entre la amplitud y el periodo del movimiento del terreno, y Q es una función de atenuación determinada para las fases P, PP y S.

Debido a que las magnitudes están definidas en función de la respuesta de un sismógrafo o de un tipo de ondas que corresponde a un rango de periodos determinados, se produce el fenómeno de la saturación de la escala. Como a medida que aumenta el tamaño del terremoto, el máximo de amplitud se va desplazando hacia frecuencias mas bajas, estas escapan de la detección del instrumento y tipo de ondas utilizadas, produciéndose la saturación de la escala que no responde a magnitudes mayores. La escala m_b se satura hacia aproximadamente 6.5 y la M_s para 7.5 la magnitud de los terremotos mayores de $M_s = 8$ no quedan por lo tanto, bien determinadas por el valor M_s . Para solucionar este problema, Kanamori (1977) propuso una nueva escala de magnitud M_w basada en el valor del momento sísmico M_0 , obteniendo del espectro de las ondas para frecuencias bajas

$$M_w = 2/3 \log M_0 - 10.7 \quad (2.35)$$

Esta escala permite una mayor definición en el rango de magnitudes mayores de 8.

2.3.3 Mecanismos de los terremotos

R. Mallet fue uno de los primeros en proponer que los terremotos se producen en un foco puntual a partir del cual se propagan las ondas sísmicas. Sin embargo, fue E. Suess, hacia 1875 (Ver Udías, et al, Ibid., 1986) quien propuso que los terremotos están producidos por el movimiento relativo de los bloques de una falla que resbala uno con respecto a otro, estableciendo claramente la relación entre fenómenos sísmicos y orogénicos.

El primer modelo mecánico de origen de los terremotos fue propuesto, en 1911, por E Reid con la teoría del rebote elástico. Según esta teoría, las deformaciones elásticas se van acumulando en una región, hasta que se supera la resistencia del material, y se produce una fractura con movimiento relativo de sus dos partes, con relación de las deformaciones acumuladas. (Fig. 2.9)

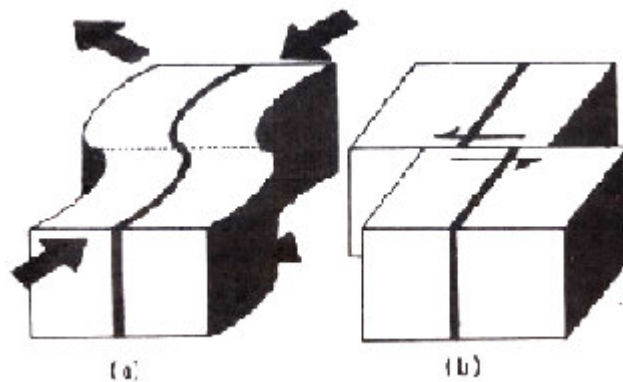


Fig. 2.9 Teoría del rebote elástico de Reid: a) Situación deformada anterior al terremoto
b) Situación después del terremoto. (Fundamentos de Sismología, Udías 1997)

La energía elástica se almacena de forma lenta, en procesos que pueden durar diez o más años, relajándose súbitamente en terremoto que solo dura algunas decenas de segundo.

2.3.4 Parámetros de una Falla

Un terremoto de origen tectónico puede considerarse producido por la ruptura de una parte de la corteza, esto es lo que definen su orientación, dimensiones y la dirección y magnitud de su deslizamiento que se describen en la figura 2.10.

La línea AA' , intersección del plano de falla ($AA'BB'$) con el horizontal, es la traza de la falla; el Angulo ϕ que forma la traza con el norte geográfico, el azimuth de la falla, y el ángulo que forma el plano de la falla con el plano horizontal, el buzamiento δ . Las dimensiones del plano de la falla son su longitud L y anchura D , su área (suponiendo su forma rectangular) es $S= LD$. El desplazamiento del bloque (1) con respecto al (2) es Δu , y se llama deslizamiento o dislocación. La dirección del deslizamiento viene dada por el Angulo λ , entre la dirección Δu y la traza de la falla, midiendo sobre el plano de falla.

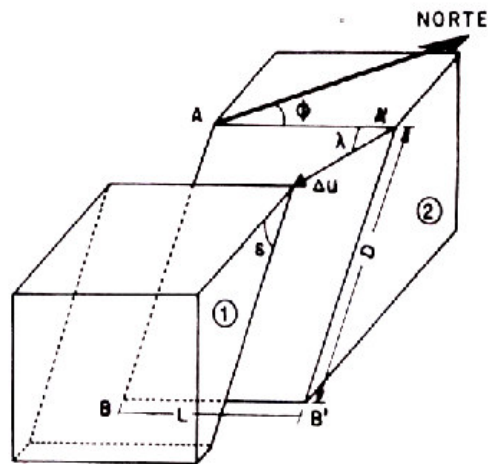


Fig. 2.10 Parámetros que definen el movimiento de una falla. (Fundamentos de Sismología, Udías 1997)

Por lo tanto, los parámetros que definen el movimiento de una falla son:

L : Longitud de la falla;

D : Anchura de la falla;

ϕ : azimuth de la traza (strike);

δ : buzamiento del plano (dip);

λ : Angulo de emplazamiento (slip angle);

Δu : dislocación;

De acuerdo con los valores que se tomen los ángulos δ y λ , tenemos diversas tipos de fallas.

2.3.5 Determinación de la orientación del plano de falla.

Uno de los métodos más extendidos y de más fácil aplicación para determinar la orientación del mecanismo de un terremoto, es decir, la orientación del plano de falla, es el que utiliza, como datos de observación, el sentido o polaridad del primer impulso de la onda P. La distribución de los desplazamientos de las ondas P, producidos por una fractura de cizalla y un modelo puntual (fig. 2.11), es de cuatro cuadrantes de sentido alternante y sus dos planos nodales ortogonales coinciden con los dos posibles planos de falla. El método de la polaridad de las ondas P, desarrollado por Byerly en 1926, consiste en observar en muchos puntos de la superficie terrestre la dirección del primer impulso de la onda P (compresión y dilatación). Para corregir el efecto de la inhomogeneidad en la propagación del rayo sísmico, Byerly utilizó el concepto de distancias extendidas. Más generalizado es el uso de la esfera focal introducido por Honda y Koning y desarrollado por Ritsema hacia 1950. Los puntos de observación se proyectan sobre la superficie de una esfera de radio igual a la unidad con centro en el foco, o esfera focal, siguiendo hacia atrás la dirección, que ha seguido el rayo desde el foco a la estación (fig. 2.12). Los puntos proyectados sobre la esfera tienen coordenadas Φ , azimuth medido desde el norte e i ángulo de salida del rayo medido desde la vertical. Los valores de i dependen de la distancia epicentral.

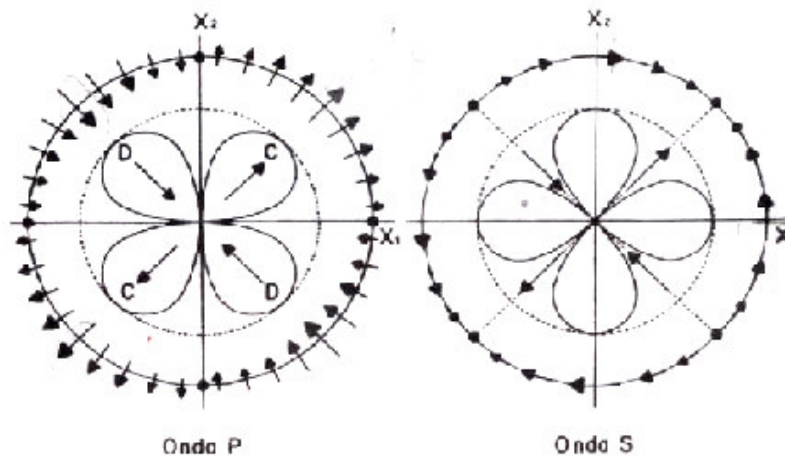


Fig. 2.11 Patrón de radiación en el plano (x_1, x_2) para las ondas p y s de una fractura de cizalla en el plano (x_1, x_3) y desplazamiento en la dirección x_1 . (Principles of Seismology, Udías 1999).

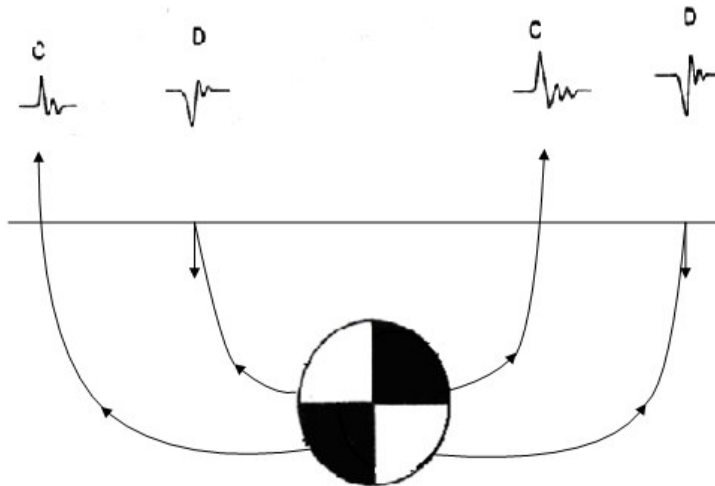


Fig. 2.12 Esquema de esfera focal y los rayos que llegan a la superficie con su movimiento correspondiente (compresión y dilatación). (Fundamentos de Sismología, Udías 1997)

Una vez determinados los valores de (Φ, i) , para cada observación, estos se sitúan sobre una proyección de la esfera focal. Las más usadas son las estereográficas como la de Wulff y la de Schmidt o de igual área. En estas proyecciones, el azimut se conserva y el ángulo i se representa por la distancia desde el centro de la proyección.

Resumiendo, la determinación se realiza en los siguientes pasos:

1. Observación de las direcciones (compresión y dilatación) del primer impulso de la onda P en muchas estaciones alrededor del epicentro.
2. Calcular las distancias Δ y azimut Φ del epicentro de cada estación y pasar de la distancia Δ al ángulo i de salida del rayo en el foco.
3. Situar las compresiones y dilataciones para cada punto (Φ, i) sobre la proyección de la esfera focal. Generalmente se proyecta en el hemisferio inferior.

2.3.6 Relaciones entre tipos de falla y su proyección en la esfera focal.

Puesto que el modelo que representa el mecanismo de un terremoto es una falla, al existir diferentes tipos de falla darán origen a representaciones distintas al proyectarlos sobre la esfera focal. Interesa, por tanto, conocer las proyecciones correspondientes a los distintos tipos de falla. Esto es muy importante ya que se ha generalizado el uso de la representación

de los mecanismos en mapas por las proyecciones de la esfera focal con los cuadrantes sombreados en negro para las compresiones y blanco para las dilataciones.

Las fallas pueden dividirse en las siguientes clases:

- Falla de desgarre o salto en dirección. El desplazamiento es en dirección de la traza; estas fallas son propias de zonas de grandes desplazamientos horizontales. (San Andrés, EEUU).
- Falla inversa. El desplazamiento es en dirección opuesta al buzamiento; estas fallas están causadas por presiones horizontales. Es propia de zonas de compresión (zona de subducción).

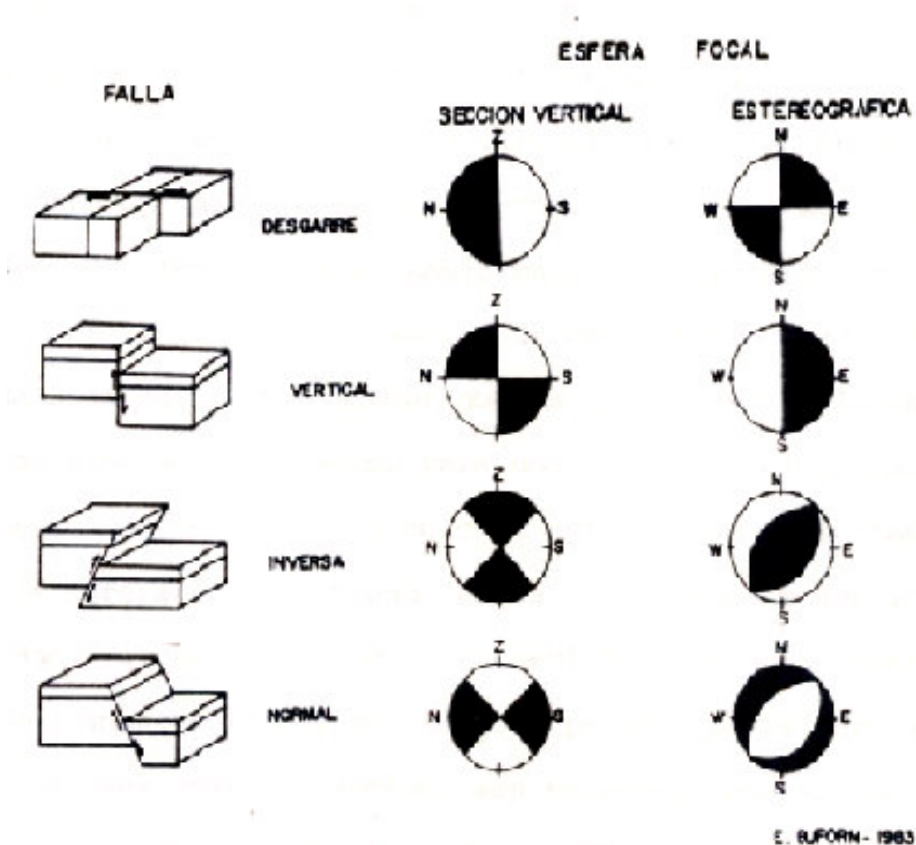


Fig. 2.13 Relación entre las fallas geológicas y la representación de su mecanismo sobre una sección vertical y una proyección estereográfica de la esfera focal. (Localización y Determinación del Mecanismo Focal Compuesto del Enjambre Sísmico Ocurrido en 1992 en el Occidente de El Salvador, Rivas 1992)

- Falla normal o de gravedad. El desplazamiento es en la dirección del buzamiento corresponde a tensiones horizontales. Es propia de zonas como las dorsales oceánicas.
- Falla vertical. Es un caso particular de las dos anteriores, en las que el desplazamiento se realiza en la dirección del buzamiento, que es el plano vertical.

Generalmente las fallas que existen en el terreno serán una combinación de estos tipos descritos y se ha de hablar de fallas con predominio de componente del movimiento en la dirección del buzamiento o de la traza.

En la figura 2.13 se han dibujado los cuatro tipos de falla distintos y diagramas correspondientes a la representación del mecanismo focal. Se presenta una sección vertical de la esfera y la proyección estereográfica del hemisferio inferior de la misma.

2.3.7 Mecanismo Focal Compuesto.

Un inconveniente que presenta el uso del signo del primer impulso de la onda P para la determinación de mecanismo focal es que es necesario un número grande de observaciones y una buena distribución de las mismas. Ello no ocurre siempre, sobre todo en los terremotos de magnitud media o moderada. Para paliar este problema se recurrió a la técnica de soluciones compuestas, es decir, el mecanismo determinado con observaciones de varios terremotos de una misma región (cuando se tiene muchos temblores y pocas estaciones.)

Para garantizar que una serie de eventos provienen de una misma zona hay que observar que la polaridad de la onda P que se genera sea la misma para una misma estación determinada. La polaridad de cada evento en cada estación se proyecta hacia la esfera focal y basada en la suposición de que los mecanismos de un número de microtemblores son similares. Las proyecciones estereográficas del primer movimiento de la onda P para varios eventos, son entonces sobrepuestos. En efecto, si las suposiciones son correctas, es equivalente a tener un gran número de estaciones registrando un solo evento para el cual una solución del plano de falla obtenidas. La solución obtenida se denomina solución

compuesta y corresponde al mecanismo de todos los terremotos empleados. Este método es especialmente útil en el estudio del mecanismo de una serie de réplicas o en caso de enjambres

2.4 Ondas coda.

2.4.1 Propiedades características de las ondas coda.

Se utiliza la palabra coda para definir a la parte final de los sismogramas cuando estos se encuentran registrados en el rango de corto periodo (1-50 Hz). Esta parte del sismograma posee una forma característica, presenta una suave y constante caída de su amplitud hasta que esta llega a confundirse con el ruido. La palabra proviene del termino latino "cauda" que significa cola.

La coda presenta un grupo de características y propiedades que la definen. La forma de su envolvente es aproximadamente la misma para una misma región. Independientemente de la energía liberada por un terremoto, su duración es una función creciente de la magnitud (Lee et al., 1972) y por otra parte su contribución es aproximadamente el 60% de todo el sismograma.

Aunque muchos autores como Aki (1959), Bisztriscany (1958) o Soloviev (1965) observaron algunas características peculiares de las ondas coda, se puede considerar al trabajo de Aki de 1969 como el primer intento de modelar y explicar la generación de las ondas coda. Obviamente el desarrollo de un modelo esta basado en los datos experimentales que pueden sostener o desechar una hipótesis, tal es el caso del modelo de Aki y Chouet (1975) "Single Back-Scattering".

La primera consideración importante sobre los aspectos experimentales de las ondas coda fue obtenida por Aki en 1969, estudiando las replicas del terremoto de Parkfield. Observo que el espectro de potencia de la coda medida en un tiempo dado desde el tiempo origen resulta independiente de la distancia epicentral. La segunda consideración importante es que el espectro de potencia de las ondas coda decae de la misma forma independiente de la distancia epicentral y de la magnitud. Y el tercer elemento para la comprensión de las ondas coda es que la energía de un evento sísmico generado por una microfracturación minera que se observa en la coda S proviene de fuentes de dispersoras distribuidas en el espacio.

2.4.2 Modelo "Single Back-Scattering" y algunos resultados experimentales.

Este modelo considera a la coda como una superposición de frentes de onda que provienen de diversas fuentes dispersoras distribuidas en el medio. Para poder formular este modelo los autores se basaron en las siguientes aproximaciones.

1. Se produce un solo modelo de "scattering" en heterogeneidades del medio de ondas internas a internas (S a S o P a P) o superficiales a superficiales.
2. La fuente y el receptor se encuentran ubicados en el mismo punto de espacio.
3. Se considera un modelo de propagación de velocidades constante, con distribuciones homogéneas pero con heterogeneidades que realizan el fenómeno de "scattering".

La palabra "scattering" no se ha traducido del inglés por no encontrarse una equivalente en español que defina este proceso. Herraiz y Espinosa (1986, 1987) definen el proceso de "scattering" como aquel en que la onda primaria (P o S) interacciona con una heterogeneidad del medio y produce una nueva onda secundaria (P o S) sin descartarse la conversión de ondas P a S o S a P. Este proceso puede ser del tipo "forward" o "back". El proceso "forward" es aquel en el una vez que se produce el proceso de "scattering" la energía resultante es bombeada hacia delante en el mismo sentido de la onda primaria incidente. El "back", es en el que la energía de las ondas secundarias es dirigida en sentido contrario al de las primarias. Las fluctuaciones en la impedancia del medio tienden a producir " back-Scattering ", mientras que las perturbaciones en velocidad sin contener variaciones en la impedancia tienden a constituir fuentes de " forward-Scattering ".

El modelo "Single Back-Scattering " expresa el espectro de potencia de las ondas coda como una función del lapso de tiempo t desde el tiempo origen del terremoto hasta la siguiente forma

$$P(\omega/t) = S(\omega) C(\omega/t) \quad (2.36)$$

Que se puede escribir también en términos de la amplitud como sigue

$$A(\omega/t) = A_0(\omega) t^{-1} e^{-\omega t/2Q} \quad (2.37)$$

Donde $C(\omega/t)$ es un término independiente de la fuente y representa el efecto debido a una extensa región, siendo independiente de la distancia o de la naturaleza del camino directo de la fuente a la estación. Para un ω fijo $C(\omega/t)$ depende solo de t . Por otra parte $S(\omega)$ expresa el efecto de la fuente sísmica.

A través de algunos resultados experimentales se exponen algunas características de las ondas coda.

Q_c cuantifica el valor de calidad promediado sobre un volumen de tierra proporcional al lapso de tiempo analizado. Debido a la suposición hecha en el desarrollo del "Single Back-Scattering", esta Q_c solo tiene en cuenta las pérdidas por anelasticidad. En realidad, puesto que el modelo "Single Back-Scattering" es solo una aproximación, Q_c tiene también en cuenta las pérdidas por el efecto de "scattering" en heterogeneidades del medio.

De los diferentes resultados obtenidos por diferentes autores en todo el mundo usando este modelo, se ha llegado a las siguientes conclusiones:

1. Q_c es independiente de la frecuencia y del lapso de tiempo. La dependencia de la frecuencia de Q_c parece variar con la duración media de la coda utilizada.

La estimación de Q_c parece depender del tiempo que se tome como inicio de la envolvente de la coda. Muchos investigadores han tomado como inicio de la coda el tiempo en el cual la envolvente comienza a decaer de forma regular. Este coincide aproximadamente con el doble del tiempo del viaje de la onda S.

2. $A_0(\omega)$ es dependiente de la fuente y de la respuesta local.
3. Q_c es dependiente del tiempo y sus variaciones dentro de una misma región pueden ser utilizadas como precursores de futuros grandes terremotos y erupciones volcánicas.

Se ha observado experimentalmente una variación de Q_c con el tiempo en intervalos temporales de seis meses o más. Debido a que el estado de esfuerzos de la litosfera varía antes y después de un gran terremoto, esto debería significar que el factor de calidad del medio debería también cambiar.

2.4.3 Estimación del factor de calidad Q.

Los métodos planteados para la estimación de Q solo son validos si se usa la teoría de "Single Back-Scattering".

Como se menciona en la sección 2.4.2, la expresión derivada por Aki y Chouet (1975) para la amplitud de las ondas coda es

$$A(\omega/t) = A_0(\omega) t^{-1} e^{-\omega t/2Q}$$

Bajo la hipótesis que la coda estaba formada por ondas internas. El termino que necesitamos medir con el fin de calcular A_0 y Q_c es $A(\omega/t)$, donde $A(\omega/t)$ es la trasformada de Fourier de un sismograma en velocidad evaluada a lo largo de un tiempo t , que se va desplazando a lo largo del tren de ondas de la coda. Al termino $A(\omega/t)$ se le denomina a menudo *espectro de movimiento*. Los parámetros A_0 y Q_c del modelo de "scattering" simple pueden ser calculados a partir del conocimiento del espectro de movimiento realizando un ajuste de los datos espectrales con el método de mínimos cuadrados.

Los datos sobre los cuales se pueden hacer este tipo de análisis son los registros en el rango de 0.5 a 50 Hz. Estos sismogramas pueden ser registros sobre papel ahumado, fotográfico, en tinta, térmico, o sobre cinta magnética en forma analógica o digital. En cada caso es necesario un tratamiento diferente para el análisis de los datos.

2.4.4 Variación de Q-coda con el tiempo.

Una de las propiedades experimentales de las ondas de coda es que la razón del decaimiento de la amplitud de la coda es muy estable. Algunos estudios recientes muestran que los parámetros de los modelos calculados por la inversión de las envolventes de coda son difíciles de interpretar desde un punto de vista físico. Además desde un punto de vista experimental, la razón de decaimiento de la coda es un parámetro regional. De algún modo, este parámetro esta unido a propiedades tectónicas del área sometida a estudio, en el sentido que las fracturas e inhomogeneidades producen "scattering" que genera las ondas coda.

Actualmente es aceptado que después de que ocurre un gran terremoto cambian algunos parámetros del medio. Es posible medir con suficiente precisión la historia temporal de esos parámetros alrededor de la ocurrencia temporal de un gran evento sísmico. A los cambios temporales que son apreciados se les llama precursores.

El valor de Q-coda parece variar antes y después de los grandes terremotos, y se puede considerar como un precursor. Algunos autores han obtenido en la estimación de Q-coda del medio en el sentido de que antes de que ocurra un gran terremoto es menor que después.

Utilizando la hipótesis de que la variación de Q-coda es también un precursor de erupciones volcánicas, puede revisarse para mayor detalle la regencia de Del Pezzo y Patané (1988), quienes han estudiado la posible variación de este parámetro para el volcán Mt Etna.

2.5 Estadística de terremotos.

2.5.1 Distribución temporal de los terremotos.

En estudios de sismicidad, la distribución temporal de los terremotos es muy importante así como también su distribución espacial. En un sentido general, puede decirse que los terremotos en una región determinada es una serie temporal de eventos puntuales, resultado de la relajación de esfuerzos que actúan de forma continua sobre una región. El análisis de las regularidades de las series temporales de los terremotos, desde el punto de vista estadístico, es la forma mas adecuada de estudio en este caso. Para estudiar estas series, es necesario precisar los límites de la región a que se extienden. No es lo mismo estudiar la distribución de grandes terremotos a nivel global, que terremotos pequeños, en una región de tan solo algunas decenas de kilómetros cuadrados.

Desde el punto de vista estadístico, el modelo más sencillo, para estudiar la ocurrencia de los terremotos en el tiempo, es el de una distribución de Poisson. Esta distribución, supone que los terremotos son sucesos independientes es decir, que la ocurrencia de uno no influye en la del siguiente. De acuerdo con la distribución, si la media de los terremotos sucedidos en un evento t es λ , la probabilidad de que sucedan n terremotos en dicho intervalo es

$$p(n) = \lambda^n e^{-\lambda} \quad (2.38)$$

De forma equivalente, si la ocurrencia de los terremotos sigue una ley de Poisson, los intervalos de tiempo entre dos terremotos consecutivos δt , sigue una distribución exponencial, de forma que la probabilidad de que sucedan dos terremotos separados por un intervalo δt es:

$$p(\delta t) = \lambda e^{-\lambda \delta t} \quad (2.39)$$

Esta representación de la ocurrencia de los terremotos, como un proceso de poisson, tiene muchas limitaciones, pues físicamente es muy difícil concebir que un terremoto no influya en la ocurrencia del siguiente, si ocurren en la misma zona y separados por un tiempo pequeño. Este fenómeno lleva a un agrupamiento de la ocurrencia de los terremotos, que se traduce en la definición de enjambres de terremotos, premonitores y series de replicas. Solo, si eliminamos estos sucesos y nos limitamos a terremotos grandes a nivel global, su ocurrencia puede aproximarse por un proceso de poisson. Si consideramos la ocurrencia de terremotos de pequeñas magnitud, en una región relativamente pequeña, la interrelación entre ellos es grande y los agrupamientos muy predominantes. Para el estudio de las series temporales de estos terremotos, se ha propuesto una variedad de modelos estocásticos (Fundamentos de sismología, Udías 1997)

2.5.2 Premonitores, replicas y enjambres de terremotos

La mas importante pista de los terremotos es asociado con la ocurrencia de un terremoto de gran magnitud que es llamado Sismo principal. Terremotos de magnitudes menores precediendo el sismo principal son llamados premonitores y los inmediatamente siguientes son llamados replicas. La ocurrencia de las replicas es un fenómeno común y esta relacionado con la liberación de energía en la zona de fractura que no es completamente liberada en el sismo principal. En modelos complejos de terremotos, se ve que no todo el estrés acumulado es liberado en el sismo principal, pero en algunas zonas, donde la superficie no es fracturada y luego se fractura, también se generan replicas. Los premonitores son menos frecuentes, pero muchos terremotos son producidos por sacudimientos pequeños que rompen zonas débiles en los planos de falla antes del evento principal. Cuando, hay una serie de terremotos en un área pequeña, y no hay sismo principal esta serie es llamada enjambre de terremoto.

En un sentido general las series de terremotos pueden ser relacionadas con la naturaleza del material de la zona de fractura (Mogi, 1963), Si el material es muy homogéneo y la

distribución del estrés es uniforme, no hay premonitores y el sismo principal es seguido de replica de menor magnitud. Los premonitores están asociados con los terrenos de naturaleza heterogénea, en donde pueden resultar también secuencias largas de premonitores. Si el material es muy heterogéneo y el estrés no es uniforme, los terremotos ocurren en forma de enjambre sin que haya un sismo principal.

2.5.3 Ciclos sísmicos

Los terremotos relajan los esfuerzos acumulados en una cierta región de la corteza terrestre, cuando estos superan la resistencia del material. Estos procesos de acumulación y relajación de esfuerzos constituyen los ciclos sísmicos. Una falla activa, por lo tanto, esta sujeta a este tipo de procesos cíclicos, en el cual los terremotos grandes que relajan los esfuerzos acumulados se repiten a intervalos más o menos regulares. La acumulación de esfuerzos es debida al movimiento relativo de las placas y a la fricción que impide este movimiento, a lo largo de las fallas que forman a lo largo de las placas. En el caso más simple, los esfuerzos se acumulan hasta un valor máximo y se relajan con la ocurrencia de terremotos de caída constante de esfuerzos hasta un mismo nivel, para volver a acumularse de nuevo. En este caso los terremotos, todos del mismo tamaño se repiten a intervalos iguales de tiempo. Este modelo es poco realista y el modelo más aceptado es el llamado de tiempo predecible, propuesto por Shimazaki y Nakata, en 1980.

En el los esfuerzos sobre una misma fractura, se relajan cuando llegan a un cierto valor máximo, como en el caso anterior, pero no siempre con la misma caída de esfuerzo. Los esfuerzos son relajados por terremotos de distinto tamaño y los intervalos entre ellos no son iguales, sino que dependen del tamaño del terremoto precedente. El modelo permite, por lo tanto, conocido el tamaño del terremoto precedente, predecir el tiempo del siguiente, pero no su tamaño.

El concepto de ciclo sísmico es muy importante para comprender el comportamiento de una falla y la ocurrencia de terremotos en ella. Como la causas de acumulación de esfuerzos es el movimiento relativo de las placas litosféricas, cuya velocidad es prácticamente constante, esta acumulación se realiza a una tasa también constante. Sin embargo, la heterogeneidad del material no permite la existencia de ciclos perfectamente periódicos, ya que la relajación de esfuerzos no tiene siempre el mismo valor.

Relacionado con el ciclo sísmico esta también el problema del terremoto característico. Se supone que sobre una misma fractura, debido a sus dimensiones, solo pueden darse terremotos de una cierta magnitud máxima o terremotos característicos (Aky, 1984). Estos terremotos tienen todas características muy similares y se repiten cuasi-periódicamente, en los ciclos sísmicos.

2.5.4 Distribución de magnitudes

Considerando el modelo de la relajación en la generación de los terremotos, es lógico pensar que para una cierta región y durante un periodo determinado de tiempo, el número de terremotos pequeños es mucho mayor que el de grandes. Este hecho es expresado en la ley empírica sugerida por Omori en 1889 y propuesta por Gutenberg y Richter en 1954, en la forma logarítmica de:

$$\log N(M) = a - bM \quad (2.40)$$

Donde $N(M)$ es el número de terremotos de magnitud mayor que M , a es una constante que representa el número de terremotos de magnitud mayor que cero, y b es la proporción de terremotos con pequeñas y grandes magnitudes. La determinación de b se hace calculando la pendiente de la recta resultante del ajuste lineal del logaritmo del número de terremotos con la magnitud. Las desviaciones con respecto a la recta en esta relación, se suelen asignar a la falta de completitud en la serie de terremotos, es decir, no todos los terremotos de un cierto rango de magnitudes han sido incluidos.

La constante b oscila entre 0.6 y 1.5 (Udías y Mezcuá), siendo su valor más común cercano a la unidad. Este valor se ha relacionado con las características físicas de cada región, de forma que un valor alto de b implica que predomina el número de terremotos de pequeña magnitud, y por lo tanto, la región tiene poca resistencia, y uno bajo que predomina los terremotos de magnitud mayor, indicando una mayor resistencia en el material. Cabe mencionar que para enjambres de terremotos el valor de b se incrementa hasta más o menos 2.5 (Thorne Lay y Ferry Wallace).

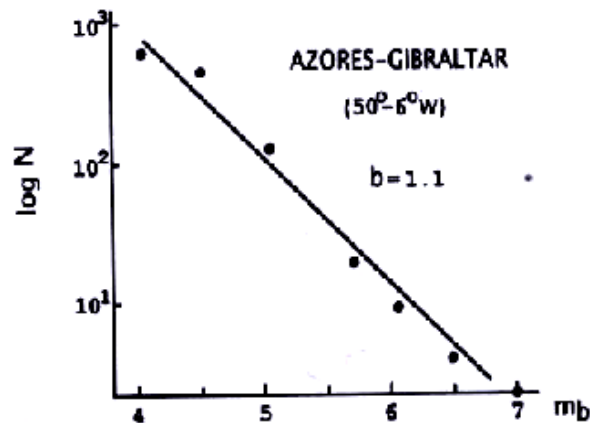


Fig. 2.14 Representación de la frecuencia de terremotos en función de la magnitud y el valor del ajuste correspondiente para la zona Azores-Gibraltar (según Bufo, Udías y Colombas, 1988). (Principles of Seismology, Udías 1999))

Otro punto de vista para estudiar la ocurrencia de los terremotos es considerar su naturaleza fractal. La teoría de las fractales, desarrollada por Mandelbrot, en 1977. Puede aplicarse a fenómenos de muy diversa índole y entre ellos a los terremotos. Esta aplicación ha sido propuesta por varios autores, entre los primeros por Andrews (1980) y Aki (1981). La dimensión fractal de los terremotos se extiende a su distribución en tamaño, tiempo y espacio.

La relación entre el número y el tamaño de los terremotos puede transformarse en una ley de potencia. Este tipo de ley está a la base de todo fenómeno fractal.

CAPÍTULO III: DISEÑO METODOLÓGICO

Introducción

Los datos sísmicos utilizados en este estudio fueron proporcionados por el Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET). Estos datos cubren el período de abril y mayo de 2005.

En este capítulo se presentan los criterios, procedimientos y programas utilizados en la etapa de elaboración de la base de datos sísmicos que han sido usados para encontrar los diferentes parámetros propuestos como parte de esta investigación.

Base de datos y criterios de selección.

El Servicio Nacional de Estudios territoriales facilitó la base de datos utilizada en este trabajo, esta constaba de 685 formas de onda registradas por la red sísmica y acelerográfica del país que consiste en alrededor de 23 acelerografos y en 20 estaciones sísmicas de periodo corto de una sola componente, ubicadas a lo largo del territorio nacional como puede verse en la figura 3.1. Además se contó con los registros de la estación portátil de tres componentes, instalada en Juayúa y algunas formas de onda del sismo principal del enjambre de mayo de la red del Instituto Nicaragüense de Estudios territoriales INETER en Nicaragua y de la red en Guatemala en el periodo de abril y mayo de 2005. El siguiente paso a seguir fue la construcción de la base de datos de este trabajo, dado que a) la sismicidad tipo enjambre tiene entre sus características la de ser perceptible en una región pequeña de espacio territorio y b) la calidad de los eventos sísmicos de los enjambres en estaciones alejadas eran deficientes, se utilizó el único criterio de que los registros hayan sido detectados al menos por cuatro estaciones.

De manera que, se seleccionaron 354 eventos de la base sísmica total proporcionada por el SNET. De los eventos seleccionados, 97 de ellos conforman la sismicidad de abril y el resto, 257, son de mayo.

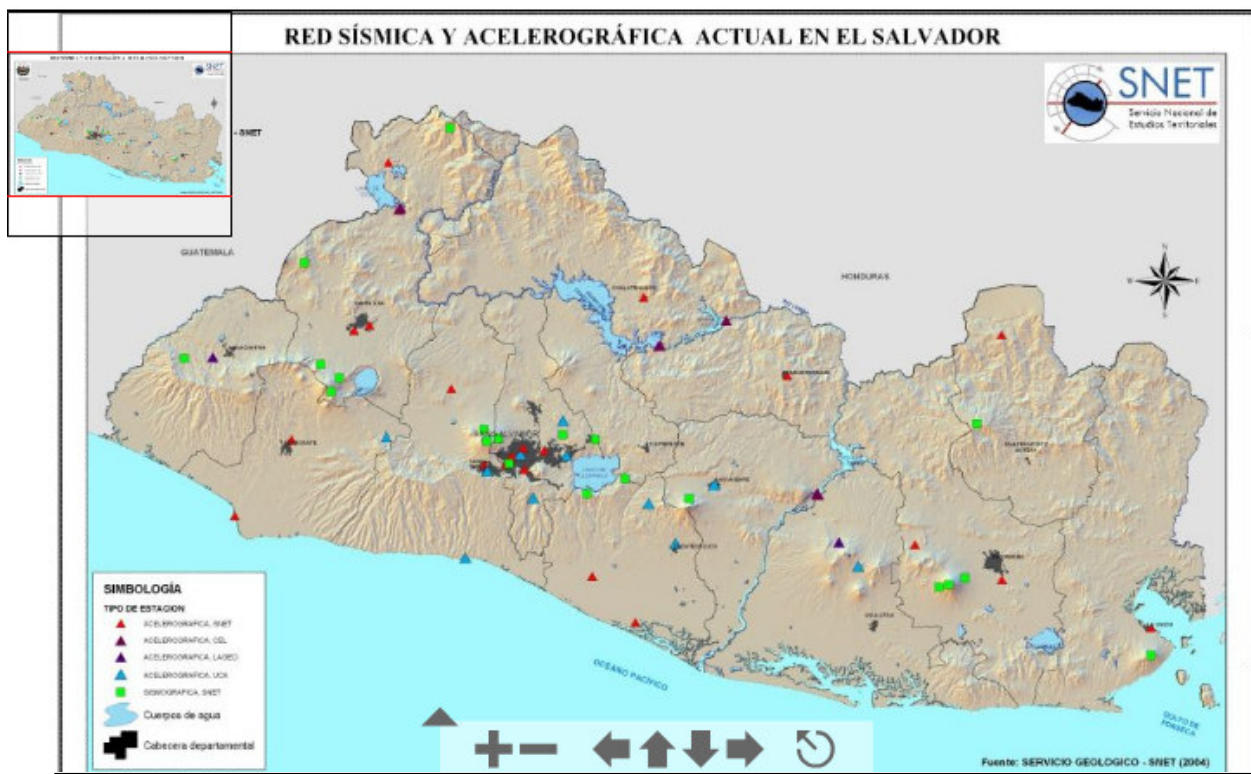


Fig. 3.1 Red sísmica y acelerográfica de El Salvador. (SNET)

Otro detalle de la sismicidad tipo enjambre es que generalmente presenta sismos de magnitud pequeña, para el caso, los eventos fueron detectados solo por las estaciones sismológicas El retiro RTR, San Blas SBLS, San José SNJE, Robledal RBDL. Para mayo, se colocó una estación sismológica portátil triaxial en la Alcaldía de Juayúa, lo que permitió para la sismicidad de mayo contar con lecturas de una estación adicional a las cuatro ya mencionadas, además este enjambre tubo varios sismos de magnitud moderada, lo que implica que fueron registrados por más estaciones del país e incluso estaciones ubicadas en la región centroamericana. De manera que para esos eventos, también se contó con registros de la red acelerográfica del país y de otras redes de la región centroamericana.

Además de haber creado la base de datos con las características antes mencionadas, se creo otra base de datos solamente con los eventos de mayo registrados por la estación de Juayúa. Esta, entonces tiene como criterio especial de que algunos de los eventos de mayo solo tuvieran formas de onda de una estación triaxial, con el fin de localizar toda la base

utilizando el método de localización con una estación. Esto solo con el programa Hypocenter (Liener y Havskov, 1995), ya que es el único que puede localizar con el método de localización con una estación usando el azimut.

Localización de la base de datos.

Hay dos maneras de registrar los eventos sísmicos, una es de manera analógica y la otra de forma digital. La información proporcionada por el SNET fue de manera digital y todo el procesamiento de esta fue de igual manera de forma digital, utilizando para este fin el software SEISAN versión 8.0.

Los sismos de la base de datos seleccionada fueron procesados, lo cual consistió en: lecturas de los tiempos de llegada de las ondas P y S de cada uno de los sismos registrados; también se hicieron lecturas de polaridad y tiempos de duración del registro de la señal sísmica. A la vez se hizo la lectura de la máxima amplitud de la señal, simulando para ello sismogramas Wood-Anderson.

Las localizaciones fueron hechas usando tres programas: *hypocenter* (Liener y Havskov, 1995); *hypo71* (Lee and Lahr, 1972); y *hypoinverse* (Klein, 1984). Todos los anteriores forman parte del sistema SEISAN (Havskov 1997), en combinación con el modelo de corteza presentado en la Tabla 3.1. Este modelo de corteza es el que usa el SNET en el procesamiento de la información

Para poder cumplir con el objetivo de caracterizar los enjambres mencionados, se utilizaron varios programas del sistema SEISAN, versión 8.0, el cual es usado ampliamente en la región latinoamericana.

Tabla 3.1 Modelo de corteza utilizado para la relocalización de los eventos seleccionados (SNET).

MODELO REGIONAL	
Vp (Km/s)	h (Kms)
3.500	0.000
5.000	1.000
6.000	6.000
6.800	13.000
8.000	35.000
8.260	200.000
8.500	300.000

Descripción de programas de localización.

Hypocenter

Este programa es una versión modificada de Hypocenter de Liener y otros en 1986, 1991. Las modificaciones más importantes a este programa son: puede aceptar más fases de las ondas P y S, localizar eventos telesísmicos además puede localizar con una sola estación triaxial. Este programa puede calcular las magnitudes Mc, Mb, MI, Mw. El algoritmo esta basado en el ajuste por mínimos cuadrados de los tiempos de llegada de las ondas P y S. Entre las ventajas de este programa es que puede correrse tanto en Windows como Unix.

Hypo71

Este es un programa para la determinación de hipocentros, magnitudes, y patrones del primer movimiento de terremotos locales. El algoritmo está basado en el ajuste por mínimos cuadrados de los tiempos de llegada de las ondas P y S en cierto número de estaciones. Se trata por tanto de un método iterativo que converge hacia la solución del mínimo error. La desventaja de Hypo71 en la versión de SEISAN 8.0 es que solo corre en Unix. Además, no pueden hacerse localizaciones con una sola estación.

Hypoinverse

Este programa ha sido implementado con el único fin de comparar las localizaciones. Además, ha sido modificado muchas veces para que pueda correr tanto en Unix como en Windows. La desventaja esencial de este programa, es que no trabaja bien con distancias mayores de 100 kilómetros, así que solo es usado para terremotos locales.

Parámetros arrojados por los diferentes programas de localización

Para cada evento sísmico localizado, los diferentes programas de localización muestran los siguientes parámetros:

- Parámetros temporales:
 - fecha de ocurrencia del sismo (año, mes y día);
 - tiempo origen (hora, minuto y segundo)
- Parámetros espaciales y tamaño de los eventos:
 - latitud Norte, longitud Oeste (en grados);
 - profundidad focal en kilómetros;
 - magnitud del sismo
- Parámetros de estaciones respecto a epicentros:
 - número de fases utilizadas en la localización (No.);
 - máxima separación azimutal entre las estaciones (GAP) en grados;
 - distancia epicentral a la estación más cercana en kilómetros.
- Parámetros de incertidumbres:
 - error raíz cuadrada promedio (RMS) $RMS = \sqrt{\frac{\sum R_i^2}{No}}$ R_i = residual de tiempo para la estación i.
 - error estándar para el epicentro en kilómetros (ERH)
 $ERH = \sqrt{SDX^2 + SDY^2}$ donde SDX y SDY son los errores estándar en la latitud y longitud, respectivamente de los epicentros.
 - error estándar de la profundidad focal en kilómetros (ERZ).

Método del Mecanismo Focal Compuesto.

Teniendo la base de datos seleccionada que contiene eventos que han sido registrados por un mínimo de cuatro estaciones, se calcula el mecanismo focal utilizando el método de mecanismo compuesto siguiendo los pasos que a continuación se detallan:

1. Análisis del conjunto de eventos tomando en cuenta los tiempos de arribo a las estaciones.
2. Se hizo un análisis del conjunto de datos tomando en cuenta que los primeros impulsos de P (ó polaridad) tuvieran claridad en la dilatación o compresión, y además que contaran con una buena resolución.

Para construir los mecanismos focales compuestos, se utilizo el programa FOCMEC (Snoke et al., 1984). Este usa el primer impulso de la onda P, y esta basado en un algoritmo de búsqueda de rejilla.

Programa FOCMEC

Este programa es utilizado para determinar los mecanismos focales de un sismo, así como para un conjunto de ellos. En este último caso se llama mecanismo focal compuesto. Para construir el mecanismo focal se toman las polaridades, es decir el primer impulso de la onda P o los radios de amplitud.

Para trabajar con una solución compuesta hay que utilizar una función especial del programa, que es *FC*, el cual permite agregar al archivo de entrada *focmec.inp* varios eventos. Al hacer esto automáticamente el programa calcula una solución compuesta.

Los datos desplegados por este programa presentan soluciones en pares mutuamente perpendiculares y se escoge un par de estas soluciones atendiendo a otros criterios, como por ejemplo la distribución de los epicentros, la geología del lugar, entre otros. Además, muestra el azimut, el buzamiento y ejes de presión y tensión.

Descripción de programas especiales: bVALUE, WADATI.

Como parte de la caracterización de los enjambres, se calculan: los valores *a* y *b*; y la relación entre las velocidades P y S. A continuación se describen de manera breve cada uno de los programas utilizados en dichos cálculos.

WADATI

Este programa hace diagramas de Wadati y de velocidad aparente de un evento o de un grupo de ellos. El propósito principal del programa es calcular la relación V_p/V_s para eventos individuales, o calcular el promedio para un grupo de eventos.

Para calcular esta relación la información requerida es la identificación de las fases de las ondas P y S de los sismogramas. Entre los resultados que se obtienen para un grupo de datos se encuentra el promedio de V_p/V_s , el número de eventos utilizados en el promedio, y además un gráfico del diagrama de Wadati para un evento en particular.

BVALUE

Este es un programa que se utiliza para calcular los valores *a* y *b*. La información necesaria para hacerlo es el cálculo de las magnitudes, ya sea M_c , M_l , M_d , M_w , entre otras. El resultado obtenido al utilizar este programa es el ajuste por mínimos cuadrados de la ecuación:

$$\log N = a - bM \quad (3.1)$$

donde *N* es el número de terremotos con magnitudes mayores que *M*, y *a* y *b* son constantes. La constante *b* es llamada *b-value*.

Método de Q Coda.

Las ondas coda componen la parte final de los sismogramas de un evento local. El método fue introducido por Aki y Chouet (1975) y Rautian y khalturin (1978).

Aki (1969) y Aki y Chouet (1975) concluyeron que las ondas coda de terremotos locales son ondas backscattering de numerosas distribuciones heterogéneas al azar. Aki y Chouet (1975) consideraron dos modelos específicos para explicar el origen de las ondas coda. Uno es el Single-Scattering model. En este la dispersión es considerada como un proceso débil,

y la pérdida de energía sísmica por dispersión es ignorada. El otro es el ‘diffusion model’ donde la energía sísmica transferida es considerada como un proceso de difusión.

Asumiendo una dispersión singular de una distribución heterogénea al azar, Aki y Chouet (1975) han demostrado que la amplitud de las ondas coda de frecuencia ω , y lapso de tiempo, t , desde el origen puede ser expresado como:

$$A(\omega/t) = c * t^{-a} * e^{-(\pi\omega t/Q)} \quad (3.2)$$

Donde c es el factor coda de la fuente, a es el parámetro de despliegue (1, 0.5, y 0.75 para dispersión de ondas de cuerpo, para dispersión de ondas superficiales, y difusión, respectivamente) y Q es el factor de calidad.

La ecuación (3.2) puede ser logarítmicamente expresada como

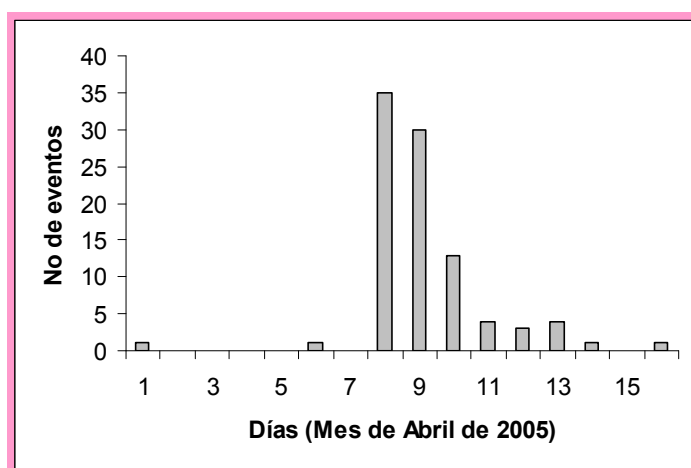
$$\ln(A(\omega, t)) + a \ln(t) = \ln(c) - \frac{\pi\omega t}{Q} \quad (3.3)$$

CAPÍTULO IV: PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

4.1 *Introducción.*

Dentro de la sismicidad de abril se tienen eventos dispersos a lo largo del mes, pero a partir del 8 de abril de 2005 dio inicio la actividad sísmica tipo enjambre de ese mes, la cual se prolongó hasta el 14 del mismo mes y año. La actividad tipo enjambre se presentó también en el mes de mayo, dando inicio una sismicidad similar el 4, la cual duró hasta el 15 de mayo del mismo año, contando también con sismos a lo largo del mes. En la gráfica 4.1 se presenta el número de eventos ocurridos por día del mes. Se registraron en abril 97 eventos, y en mayo 257, ambos enjambres se registraron en 4 estaciones de la red sismológica y acelerográfica del SNET.

a)



b)

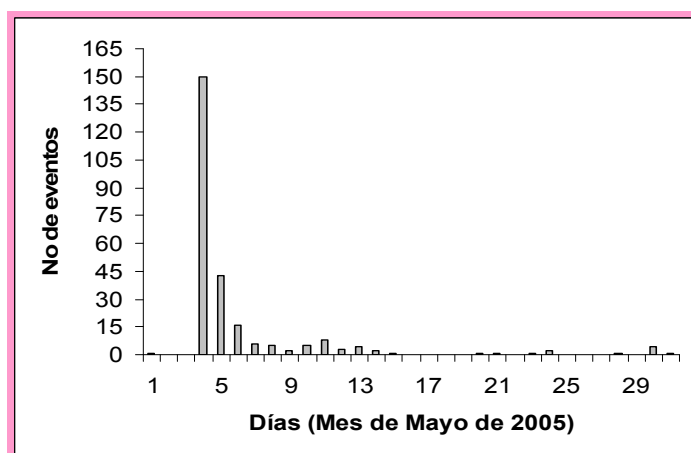


Fig. 4.1 Gráfico de barras mostrando el número diario de temblores para el mes de:
a) Abril/2005 y b) Mayo/2005, para un total de 97 eventos en abril y 257 en mayo.

De la gráfica 4.1 se puede observar que los días de mayor actividad para cada enjambre fueron el 8 de abril y 4 de mayo; puede observarse asimismo que disminuye la ocurrencia de eventos a través del tiempo en ambos casos.

En este capítulo se presentan los resultados y el análisis de la localización sísmica, la relación entre las velocidades de las ondas P y S, así como también los valores de 'a' y 'b', las soluciones de los planos de falla usando la técnica de mecanismo focal compuesto y finalmente el factor de calidad Q.

4.2 Localización de hipocentros.

4.2.1 Selección de datos.

Utilizando los registros del sistema digital de la actividad sísmica en estudio, proporcionados por el SNET se localizaron los hipocentros en base a los tiempos de arribo de las ondas P y S usando los programas de localización Hypocenter (Havskov 1995), Hypo71 (Lee and Lahr 1972) y Hypoinverse (Klein 1984). Todos los anteriores son programas diseñados para determinar hipocentros, magnitudes y patrones de primer movimiento de terremotos locales. Además de lo anteriormente dicho Hypocenter tiene la facilidad de localizar un temblor usando una sola estación triaxial. Los algoritmos de los programas están basados en el ajuste por mínimos cuadrados de las diferencias entre tiempos de llegada teóricos y de los observados de las ondas P y S, registradas en un número de estaciones determinadas.

La experiencia ha demostrado que el localizar un terremoto con precisión requiere de mucho esfuerzo. Se deben conocer con precisión las coordenadas de la estación, un modelo de corteza adecuado a la zona y arribos confiables de las ondas P y S.

El total de eventos en la base de datos de este estudio fue colectado para ser localizado por los diferentes programas antes mencionados.

Además, se realizan localizaciones para el mes de mayo usando una estación portátil de tres componentes, esto solo con el programa Hypocenter. Es importante mencionar que en este trabajo se calculan las magnitudes coda y local.

En este apartado se muestran algunos eventos de ambos enjambres con las diferentes localizaciones hipocentrales obtenidas por los programas arriba citados, y en los anexos 3 y 4 se encuentran las tablas que detallan con mayor precisión los resultados completos que despliega cada programa.

4.2.2 Resultados de la localización de la actividad sísmica.

Los resultados de las localizaciones de los 354 eventos sísmicos se obtuvieron mediante los tres programas antes mencionados y el modelo de corteza presentado en la tabla 3.1.

La actividad sísmica en cuestión fue localizada en el occidente del país, específicamente la sismicidad de abril en Turín, Atiquizaya, Chalchuapa y la de mayo en la cordillera Apaneca-Lamatepec. En la figura 4.2 se muestra el mapa de epicentros de los dos enjambres.

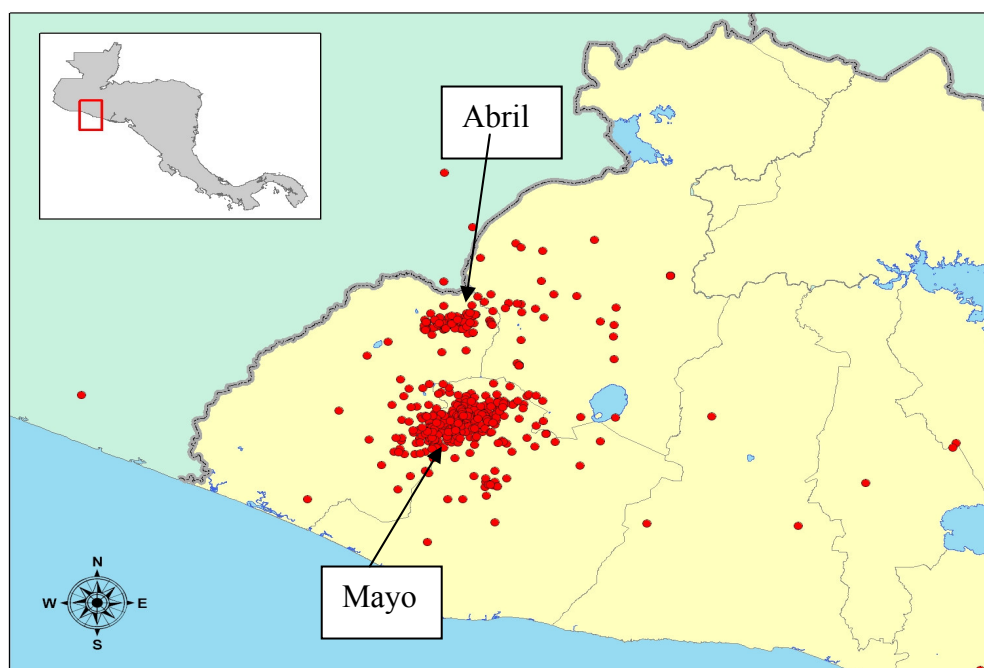


Fig. 4.2 Mapa de epicentros de los enjambres de abril y mayo de 2005, localizados con el programa hypocenter.

Se presentan en gráficos las magnitudes y profundidades correspondientes a cada evento de cada enjambre. En la figura 4.3 que muestra las magnitudes de los eventos del mes de

abril, en esta se aprecia que las magnitudes se mantienen dentro de un rango de 1.3 a 3.0 durante el periodo del enjambre y no tienden a disminuir al transcurrir el tiempo. Al observar la grafica que muestra las profundidades (Fig. 4.4), se nota claramente que se trata de eventos de origen cortical, ya que en su mayoría estos no sobrepasan los 25 Km.

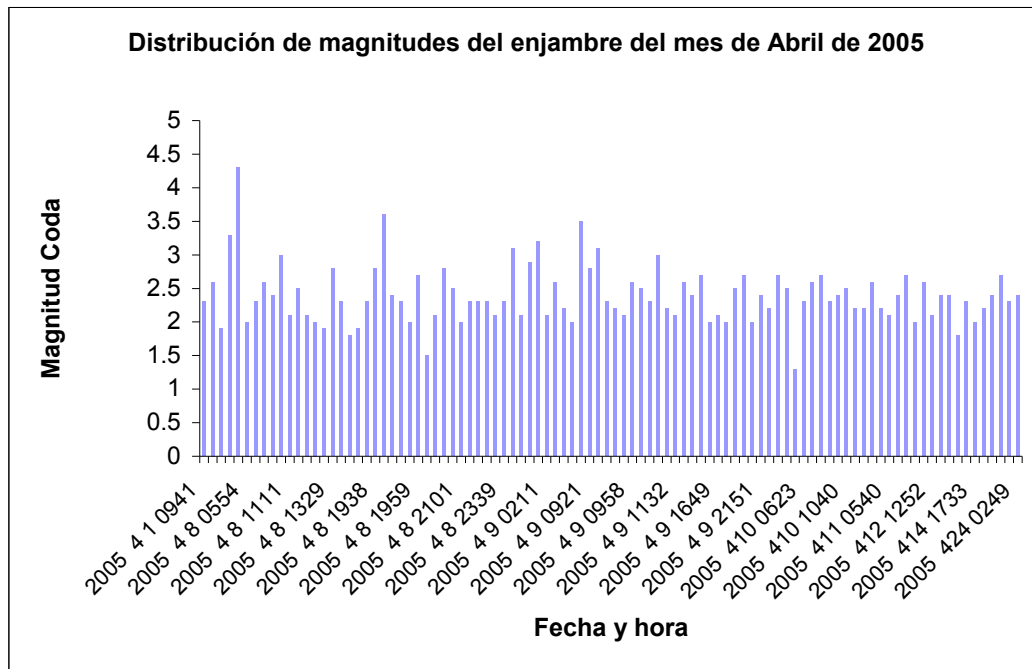


Fig. 4.3 Magnitudes de los eventos correspondientes al mes de abril, calculadas por el programa Hypocenter.

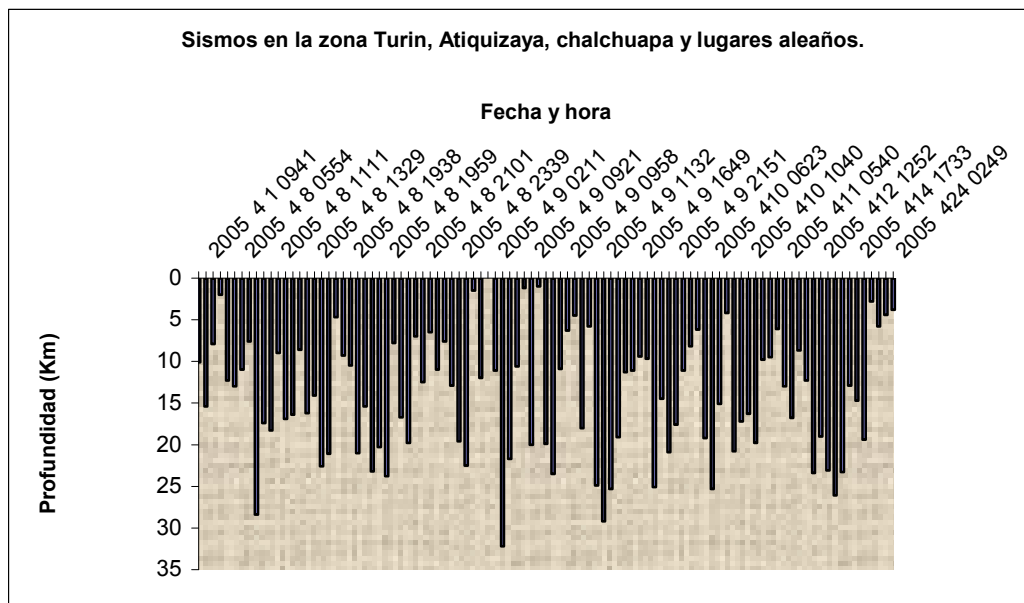


Fig. 4.4 Profundidades de los sismos del enjambre de abril, calculados utilizando el programa Hypocenter.

Al analizar las magnitudes de los eventos del enjambre de mayo (Fig. 4.5), se observa el decaimiento exponencial, en algunos tramos de la figura, este decaimiento se presenta de manera suave. En este enjambre hay algunos eventos de magnitud moderada, como el caso del sismo principal de magnitud 5.0, pero en su mayoría son microsismos que oscilan entre las magnitudes de 1.5 a 3. Con respecto a la profundidad (Fig. 4.6), la mayoría de los eventos no rebasan los 20 Km, lo que la cataloga también como de origen cortical. Con excepción de tres eventos que tienen profundidad de 35 Km aproximadamente.

Debe mencionarse que solo con el programa Hypocenter fue posible localizar toda la base de datos. Los otros dos programas utilizaron una cantidad menor de eventos, destacando que Hypoinverse es el que menos eventos localizó. En la Tabla 4.2 se muestra la comparación entre las localizaciones dadas por los tres programas mencionados para los eventos de mayor magnitud de ambos enjambres. En la primera columna se muestra el año, mes y día. En la siguiente columna se presenta la hora, minuto y segundo. Además en las figuras 4.7 y 4.8, se muestra una comparación entre las profundidades obtenidas por los tres programas, distinguiendo que en el caso de abril en la figura 4.7, el programa Hypinverse desplegó resultados bastante diferentes y con un error mayor que los otros dos. Con respecto a la figura 4.8, puede destacarse que las profundidades son similares y que el programa que obtuvo mayor error en las localizaciones fue Hypo71.

Las localizaciones obtenidas por los tres programas no presentan grandes variaciones en cuanto a su epicentro. En el caso de las profundidades para el mes de mayo se puede observar de la Fig. 8 que las tres líneas que describen las profundidades de los tres programas son similares. Sin embargo en cuanto a las profundidades hay variaciones significativas en el caso de abril Fig. 4.7 donde se observa que la serie de puntos que describe las profundidades focales calculadas por Hypinverse no son similares a las otras dos descritas por Hypocenter y Hypo71. Esto puede deberse a la ubicación de las estaciones respecto a las fuentes generadoras de sismos, y a la identificación de las fases de la onda S.

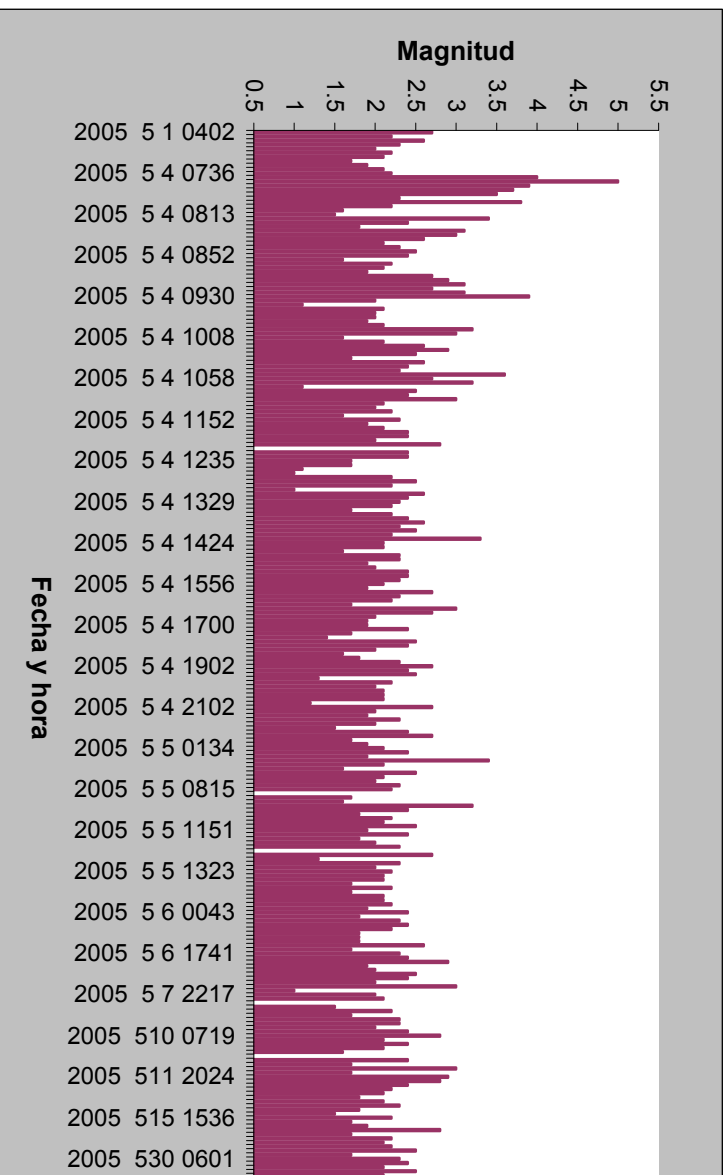


Fig. 4.5 Magnitudes de los eventos del enjambre de mayo, calculadas con el programa Hypocenter.

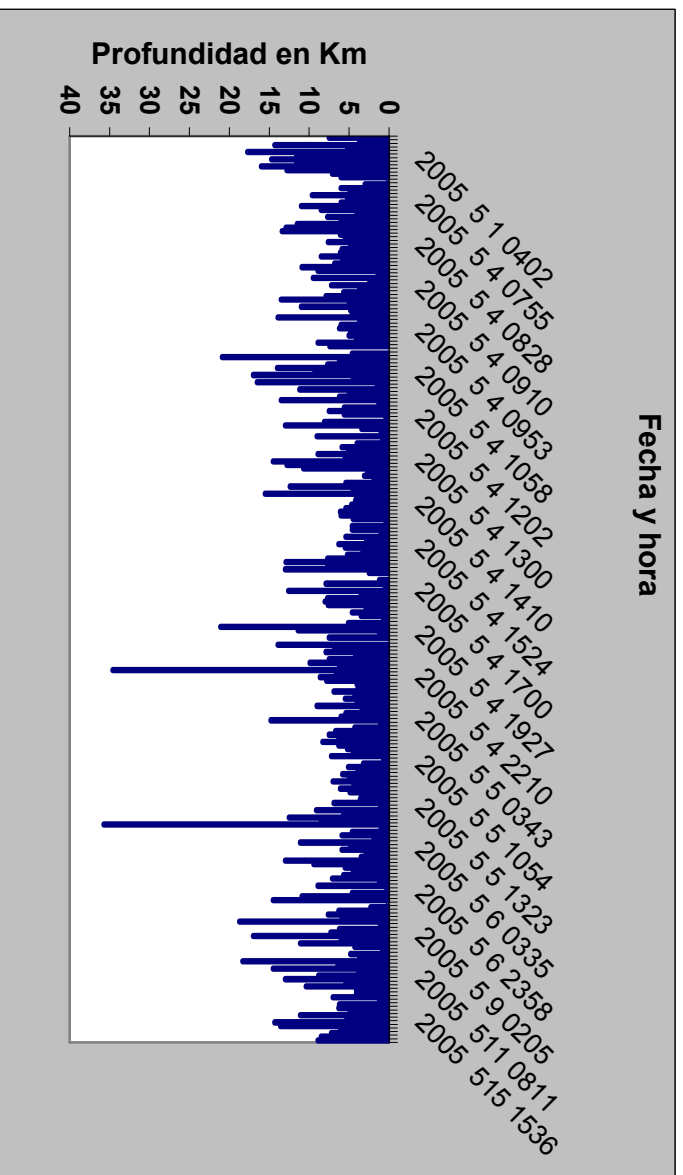


Fig. 4.6 Profundidades focales correspondientes a los sismos del mes de mayo.

Tabla 4.1 Comparación entre hipocentros de algunos eventos localizados con el método de múltiples estaciones y con el de una estación. Usando HYPOCENTER.

AÑO	HORA	MINUTO	Múltiples Estaciones			Una estación		
			LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD
2005 5 4	7	54	13.875	-89.743	6	13.957	-91.131	50
2005 5 4	7	55	13.872	-89.728	1.7	13.814	-89.633	50
2005 5 4	7	57	13.867	-89.724	3	13.814	-89.633	50
2005 5 4	7	58	13.87	-89.686	6	14.058	-89.463	50
2005 5 4	8	0	13.865	-89.763	4.9	13.802	-89.62	50
2005 5 4	8	10	13.87	-89.766	5.2	13.735	-89.705	50
2005 5 4	8	18	13.869	-89.75	4	13.814	-89.633	50
2005 5 4	8	43	13.849	-89.758	5.5	13.732	-89.716	50
2005 5 4	9	19	13.884	-89.735	9.5	13.74	-89.702	50
2005 5 4	9	30	13.874	-89.743	2.5	13.74	-89.715	50
2005 5 4	9	39	13.873	-89.751	3.7	13.746	-89.686	50
2005 5 4	10	54	13.869	-89.763	1.9	13.814	-89.633	50
2005 5 4	14	10	13.847	-89.754	5.4	13.733	-89.699	50
2005 5 4	16	12	13.836	-89.72	6.4	13.736	-89.711	50
2005 5 4	22	6	13.887	-89.759	7.9	13.804	-89.693	50
2005 5 4	22	10	13.794	-89.747	4.2	13.838	-89.747	50
2005 5 4	22	28	13.843	-89.747	7.4	13.799	-89.686	50

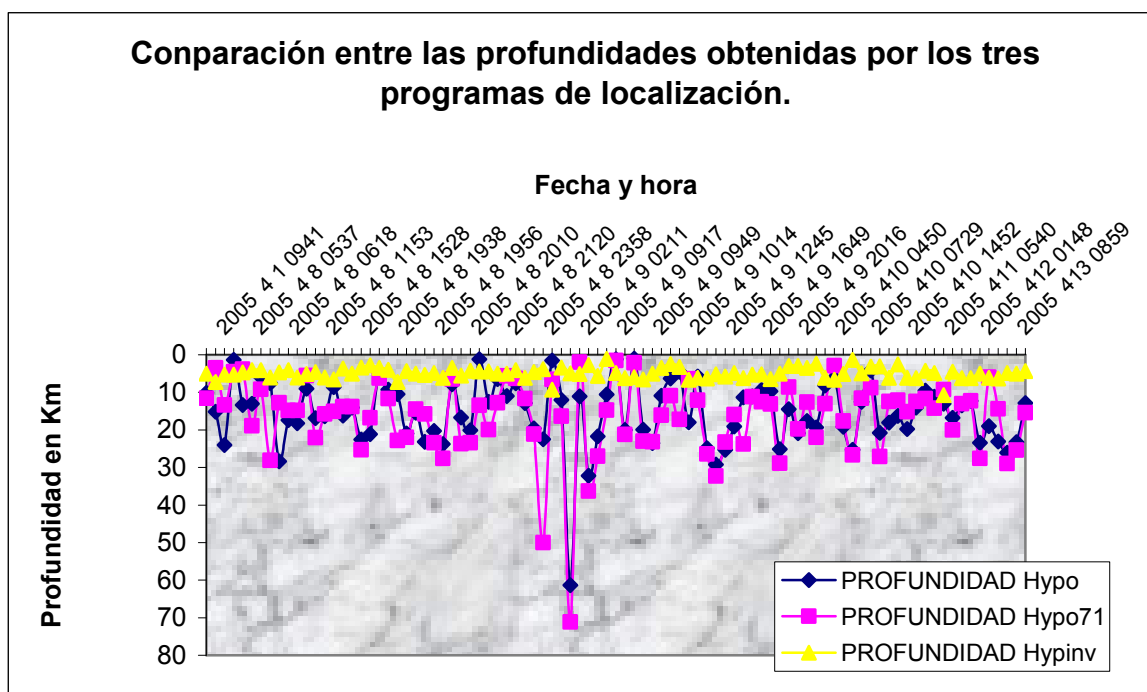


Fig. 4.7 Comparación entre las profundidades obtenidas por diferentes programas, para la sismicidad de abril.

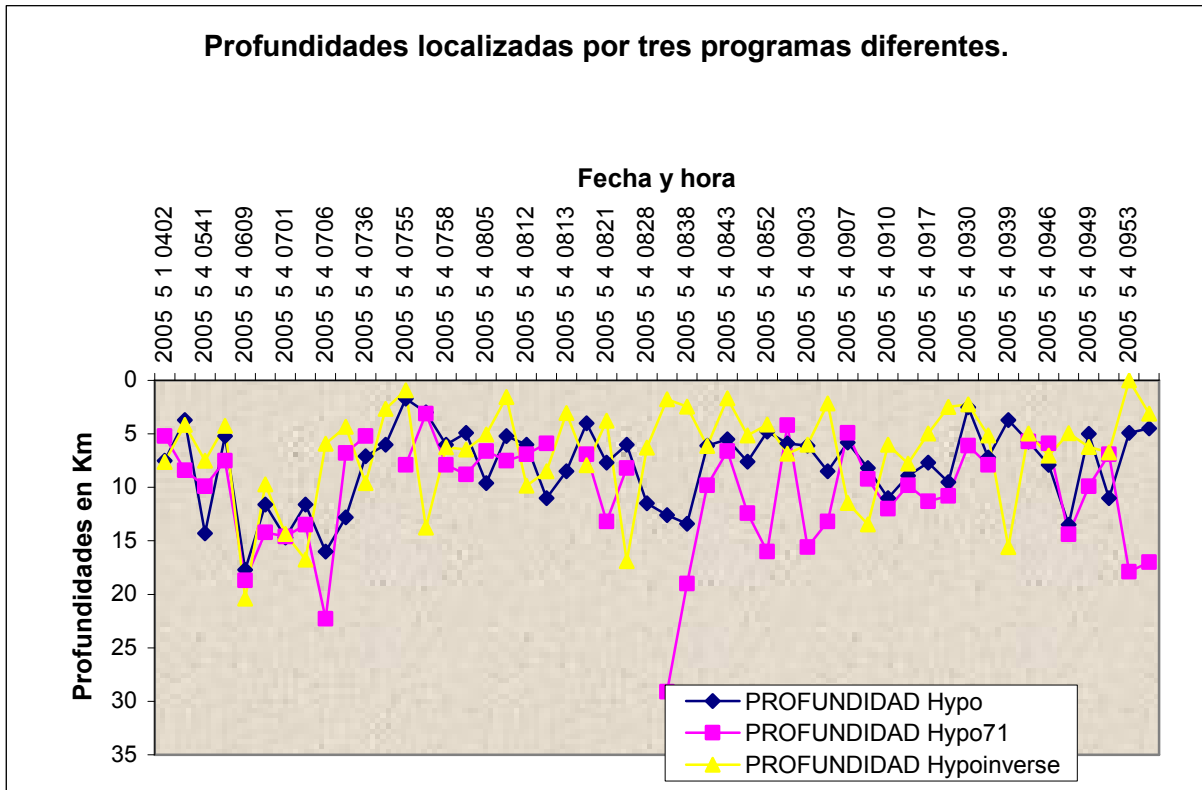


Fig. 4.8 Comparación entre las profundidades obtenidas por diferentes programas, para el enjambre de mayo.

Además de localizar con diferentes programas los eventos sísmicos correspondientes al mes de mayo, usando toda la red sísmica y acelerográfica del SNET, se utilizó el método de localización con una estación. Con el fin de comparar resultados obtenidos por ambos métodos y observar las variaciones, si las hubiesen. En la tabla 4.1 se presenta un segmento de la tabla total de comparación entre los resultados obtenidos por los dos métodos antes mencionados. En esta se muestra la fecha, la hora y los hipocentros resultantes de los temblores con cada método. Es importante mencionar que el registro que se usó para la localización con una estación, es el de la estación portátil de tres componentes que se ubicó provisionalmente en la alcaldía de Juayúa, con excepción de los eventos importantes que sucedieron antes de la colocación de esta. Por ejemplo el evento principal y otros, de magnitud moderada que le siguieron.

Tabla 4.2 Comparación entre los hipocentros de algunos eventos de abril y mayo localizados por los programas hypocenter, Hypo71 y Hypoinverse.

FECHA	HORA	LATITUD (en grados)			LONGITUD (en grados)			PROFUNDIDAD en Km		
		Hypocenter	Hypo71	Hypoinverse	Hypocenter	Hypo71	Hypoinverse	Hypocenter	Hypo71	Hypoinverse
2005 4 8	1938 9.2	13.98	13.984	13.98	-89.782	-89.801	-89.82	9.3	11.7	4.03
2005 4 8	1941 21.4	13.93	13.9	14.05	-89.54	-89.616	-89.65	10.5	22.8	7.2
2005 4 8	1946 55.7	13.992	13.999	14.79	-89.751	-89.769	-89.5	21	22	4.38
2005 4 8	1955 33.2	13.986	13.981	13.97	-89.778	-89.817	-89.84	15.4	14.5	4.99
2005 4 8	1956 53.7	13.982	13.961	13.95	-89.738	-89.853	-89.87	23.2	15.8	5.38
2005 4 8	1959 21.9	13.978	13.978	13.09	-89.786	-89.807	-89.88	20.3	23.4	4.83
2005 4 8	2001 32.4	14.027	14.04	13.97	-89.591	-89.558	-89.91	23.8	27.6	6.1
2005 5 4	0736 2.6	13.833	13.837	13.83	-89.783	-89.798	-89.8	7.1	5.2	9.6
2005 5 4	0754 7.4	13.875	13.738	13.86	-89.743	-89.712	-89.73	6	50	2.67
2005 5 4	0755 38.3	13.872	13.846	13.86	-89.728	-89.695	-89.73	1.7	7.9	0.94
2005 5 4	0757 19.6	13.867	13.856	13.85	-89.724	-89.726	-89.7	3	3.1	13.75
2005 5 4	0758 60.0	13.87	13.866	13.84	-89.686	-89.693	-89.81	6	7.9	6.26
2005 5 4	0800 11.2	13.865	13.858	13.82	-89.763	-89.815	-89.76	4.9	8.8	6.47
2005 5 4	0805 50.9	13.847	13.834	13.84	-89.717	-89.756	-89.8	9.6	6.6	5.07
2005 5 4	0810 18.4	13.87	13.861	13.85	-89.766	-89.806	-89.69	5.2	7.5	1.57
2005 5 4	0812 31.0	13.865	13.861	13.87	-89.673	-89.677	-89.72	6	6.9	9.84

Al observar la tabla 4.1 se distingue que los epicentros obtenidos por ambas técnicas no varían sustancialmente, más no así las profundidades, ya que estas en el caso de la localización con una estación no brinda un resultado real, si no uno fijo para todos, indicando que no es posible calcular la profundidad. Probablemente esto se deba a que las fases de la onda S no estén determinadas con precisión.

4.3 Algunos parámetros sismológicos de la zona occidental de El Salvador.

El conocimiento de la estructura de velocidades de la tierra y de varios tipos de fuentes sísmicas es el resultado de la interpretación de los sismogramas (Thorne Lay Terry Wallace, 1995). Mientras más completa sea la cuantificación de todos los movimientos en un sismograma, el entendimiento de la estructura de la tierra y sus procesos dinámicos será más claro. Los sismogramas son una mezcla complicada de los efectos radiados por la fuente como por ejemplo la amplitud relativa de la energía de las ondas P y S que es generada de la fuente.

En esta parte se presenta los parámetros ‘a’, ‘b’ y V_p/V_s . Que son importantes para abordar el tema de peligro sísmico. El valor ‘b’ se ha relacionado con las características físicas del lugar y con el problema de predicción de terremotos.

4.2.3 Selección de datos:

4.2.3.1 Relación V_p/V_s .

La relación V_p/V_s de los lugares en que ocurrieron los enjambres fue determinada tomando el promedio V_p/V_s calculado con un diagrama Wadati individual para 11 eventos en el caso de Abril, y un total de 12 para Mayo. Para ambos enjambres se tomaron eventos que cumplieran las condiciones de tener como máximo valor RMS de 0.5, tener un coeficiente de correlación de al menos 0.7. Y además para el caso de abril se tomaron eventos con al menos tres pares de tiempos de P y S, y en el caso de mayo, tener al menos cinco lecturas de tiempos de P y S.

El valor promedio de V_p/V_s abril es de 1.75 ± 0.10 , y el promedio de mayo es de 1.75 ± 0.04 . En la figura 4.9 se muestran los diagramas de Wadati de los eventos que forman parte del promedio seleccionado en el enjambre de abril, y en la fig. 4.10 se presenta los diagramas de Wadati que forman parte del grupo de mayo. En la parte superior del gráfico se muestra

la fecha de los eventos, en el eje x se encuentran los tiempos de arribo de las ondas P y S. En el eje y se muestra la diferencia entre las lecturas de las ondas P y S.

4.2.3.2 Valor 'b'.

Para el cálculo del valor 'b' se utilizó toda la base de datos, ya que para encontrar este valor, solo se necesita que esté calculada la magnitud, ya sea M_c o M_l para el caso de este estudio.

El valor de 'b' de cada enjambre fue calculado usando las magnitudes, coda M_c y local M_l , usando la relación de Richter y Gutenberg. Esta relación es representada por

$$\log N = a - bM$$

donde N es el número de terremotos con magnitudes mayores que M , y a y b son constantes. La constante b es llamada b -value. Los valores obtenidos del valor 'b' fueron 1.0 en el caso de abril y en el caso de mayo de 1.29, ambos calculados con la magnitud coda. En la tabla 4.5 se presentan los valores de 'a' y 'b' obtenidos con la magnitud coda y la local y sus detalles.

4.2.4 Discusión de resultados.

La información principal para el cálculo de V_p/V_s es la identificación de las fases de P y S, lo que implica que depende principalmente de la lectura confiable de los arribos de estas ondas. Esto tiene que ver con la claridad de los sismogramas, estos tienen información de la fuente, el medio, el equipo, entre otras. Para poder identificar de mejor manera las fases de las ondas es mejor contar con equipos que registren en dirección tanto vertical como horizontal (norte y sur), ya que para la onda P es más claro su arribo en la componente vertical y para la onda S es más claro su arribo en las direcciones horizontales. De modo que el contar con registros proporcionados por una estación que tiene solo componente vertical, automáticamente la identificación de S tiende más a proporcionar una lectura errónea. En el caso específico de la sismicidad de abril se tiene la desventaja de contar únicamente con registros de estaciones con componente vertical. A diferencia del enjambre de mayo, que se tienen lecturas tanto de sismógrafos de una componente como de acelerógrafos de tres componentes.

Al analizar los resultados obtenidos en la figura 4.9 y la tabla 4.3, que muestran la correlación de los gráficos de Wadati, se puede ver que la correlación no es muy buena en los dos primeros diagramas de Wadati, se distingue que los pares ordenados no están tan cerca entre si, y al trazarse la línea de tendencia los puntos están hacia un lado y otro. Este resultado de las gráficas no permite concluir que la relación entre las velocidades de las ondas sea 1.75, esto posiblemente se deba, a que hay pocos datos registrados en abril, ya que la mayoría de los eventos son de magnitud pequeña y solo fueron registrados por pocas estaciones sísmicas de una sola componente lo que hace más difícil la identificación de las fases.

Sin embargo, para mayo al analizar la figura 4.10 y los datos de la tabla 4.4, que se muestran los diagramas de Wadati, se observa que el valor de V_p/V_s es bueno. Ya que los pares ordenados exponen claramente la tendencia. Hay que destacar que para mayo, muchos de los eventos tienen magnitudes moderadas. Lo que permitió que fueran registrados por más estaciones acelerográficas de tres componentes lo que a la vez hizo posible identificar más claramente los arribos de P y S.

Tabla 4.3 Datos de los sismos que fueron tomados para el promedio de V_p/V_s para el mes de abril.

Promedio $V_p/V_s = 1.75$ SD = 0.10 N 11 Abril

Año	Mes	Día	Hora origen	No de estaciones	Relación de Velocidades	RMS	Factor de correlación
2005	4	8	0602 32.7	N: 3	VPS: 1.84	0.11	CORR: 1.000
2005	4	8	0603 50.3	N: 3	VPS: 1.75	0.05	CORR: 1.000
2005	4	8	2002 6.1	N: 3	VPS: 1.87	0.03	CORR: 1.000
2005	4	8	0211 11.1	N: 4	VPS: 1.80	0.02	CORR: 1.000
2005	4	10	0054 39.5	N: 4	VPS: 1.61	0.09	CORR: 0.950
2005	4	10	0601 6.9	N: 3	VPS: 1.71	0	CORR: 1.000
2005	4	10	0646 18.4	N: 3	VPS: 1.54	0	CORR: 1.000
2005	4	10	0959 58.9	N: 3	VPS: 1.83	0.04	CORR: 1.000
2005	4	10	1818 29.8	N: 4	VPS: 1.66	0.04	CORR: 0.985
2005	4	11	0007 26.9	N: 4	VPS: 1.81	0.08	CORR: 0.935
2005	4	11	0937 52.1	N: 3	VPS: 1.83	0	CORR: 1.000

Tabla 4.4 Datos de los sismos que fueron tomados para el promedio de V_p/V_s para el mes de mayo.

Promedio $V_p/V_s = 1.75$ SD = 0.04 N = 12

Mayo

Año	Mes	Día	Hora origen	No de estaciones	Relación de Velocidades	RMS	Factor de correlación
2005	5	4	0755 38.0	N: 6	VPS: 1.78	0.1	CORR: 1.000
2005	5	4	0908 27.1	N: 8	VPS: 1.78	0.15	CORR: 0.999
2005	5	4	0910 18.1	N: 7	VPS: 1.64	0.13	CORR: 0.999
2005	5	4	0913 10.0	N: 7	VPS: 1.75	0.22	CORR: 0.997
2005	5	4	0919 4.0	N: 8	VPS: 1.73	0.13	CORR: 0.999
2005	5	4	0930 37.5	N: 6	VPS: 1.75	0.16	CORR: 1.000
2005	5	6	2348 20.8	N: 5	VPS: 1.71	0.15	CORR: 0.998
2005	5	6	2358 41.7	N: 5	VPS: 1.72	0.39	CORR: 0.875
2005	5	11	0403 14.5	N: 5	VPS: 1.77	0.13	CORR: 0.988
2005	5	11	0405 56.4	N: 7	VPS: 1.81	0.34	CORR: 0.996
2005	5	23	0501 34.9	N: 5	VPS: 1.84	0.61	CORR: 0.930
2005	5	31	1932 32.0	N: 6	VPS: 1.75	0.46	CORR: 0.983

Si ahora se comenta los resultados obtenidos en la tabla 4.5 para el valor 'b' de ambos enjambres y se analizan las graficas de la figura 4.11 y 4.12, donde se muestran los gráficos semilogarítmicos para encontrar los valores 'a' y 'b', en el eje x se presentan las magnitudes y en el eje 'y' se muestra el número de eventos sísmicos. En primer lugar hay que mencionar que para mayo solo se pudo calcular 'a' y 'b' con la magnitud coda, pues se encontró que al tratar de hacer el ajuste de la grafica utilizando la magnitud local M_l , no resultaba un arreglo adecuado, es decir que los pares ordenados de la grafica después de realizar el ajuste por mínimos cuadrados no se acoplaba a una línea recta. Probablemente esto se deba a que muchas señales están saturadas, que hay pocos eventos con magnitudes arriba de 4.5, por lo cual no se pudo hacer la gráfica correspondiente a la magnitud local M_l . Con respecto a los otros valores obtenidos de 'a' y 'b' de la figuras 4.11 y 4.12, se puede observar que todas tienen un ajuste adecuado.

Entonces ahora bien, al examinar los tres resultados de 'b', se puede decir que para mayo hay un valor de b se aleja del valor unitario, esto indica que el tipo de suelo es bastante heterogéneo y que además que tiene poca capacidad de acumulación de esfuerzo, lo que

hace que tiemble más seguido y con magnitudes pequeñas ó moderadas. Por otro lado los dos valores obtenidos para abril son uno la unidad y el otro esta muy cerca de esta, estos valores son los más comunes y sugieren un tipo de suelo que ofrece más capacidad de acumulación de esfuerzo.

Hay por otro lado un aspecto que dispara esta parte del estudio que tiene que ver con la magnitud máxima esperada en una zona. En este caso se menciona cuales son esos valores en la tabla 4.6, reiterando que estos valores tiene más peso cuando se trata de estudios con lapsos de tiempo mucho mayores, por ejemplo de muchos años, décadas, cientos, etc. Sin embargo es una aproximación útil para otros estudios.

Tabla 4.5 Datos de los valores ‘a’ y ‘b’ para ambos enjambres

Mes	Tipo de magnitud	Rango de magnitud para b-value	b	a (normalizado)
Abril	Local (Ml)	1.4 – 2.6	1.08	3.52
Abril	Coda (Mc)	2.0 – 4.3	1.00	3.97
Mayo	Coda (Mc)	2.0 – 3.9	1.29	4.96

Tabla 4.6 Máximas magnitudes esperadas para las regiones de los enjambres.

Lugar	Tipo de magnitud	Máxima magnitud esperada
Turín, Chalchuapa, Atiquizaya	Local (Ml)	4.1
Turín, Chalchuapa, Atiquizaya	Coda (Mc)	5.0
Cordillera Apaneca-Lamatepec	Coda (Mc)	5.2

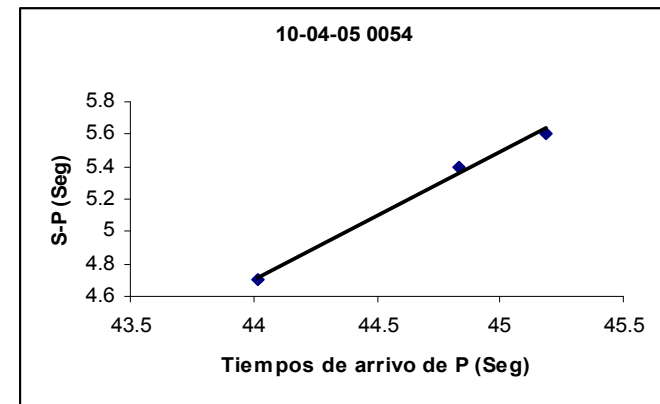
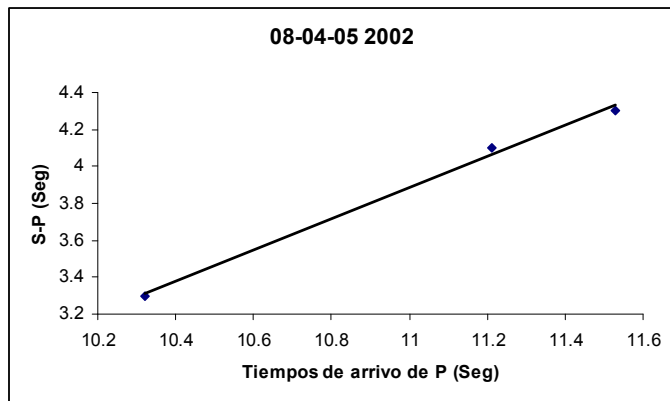
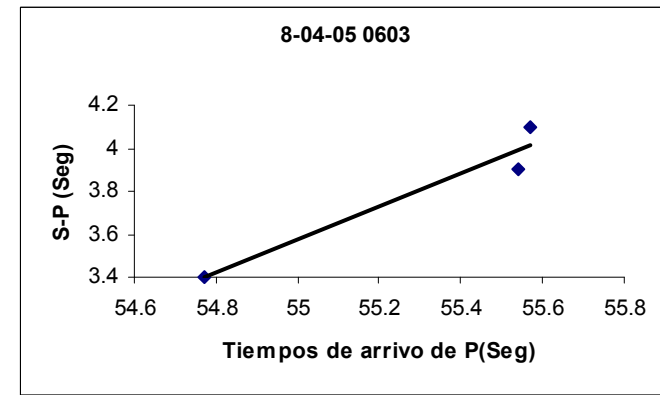
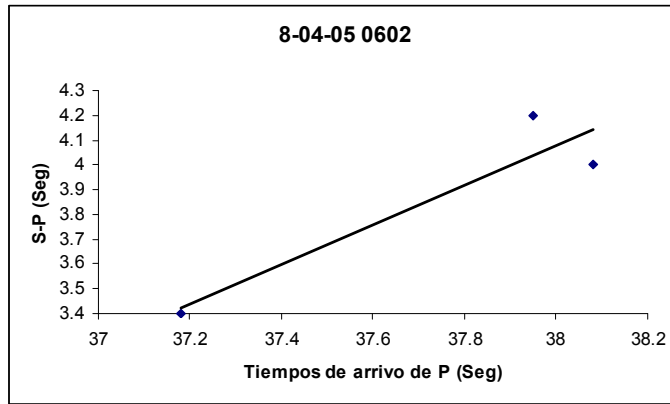


Fig. 4.9 Diagramas de Wadati para algunos eventos que forman parte de los 11 seleccionados para el promedio del enjambre de Abril.

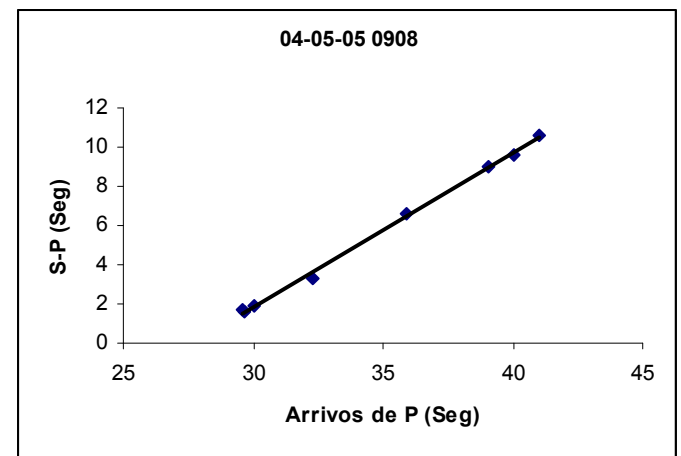
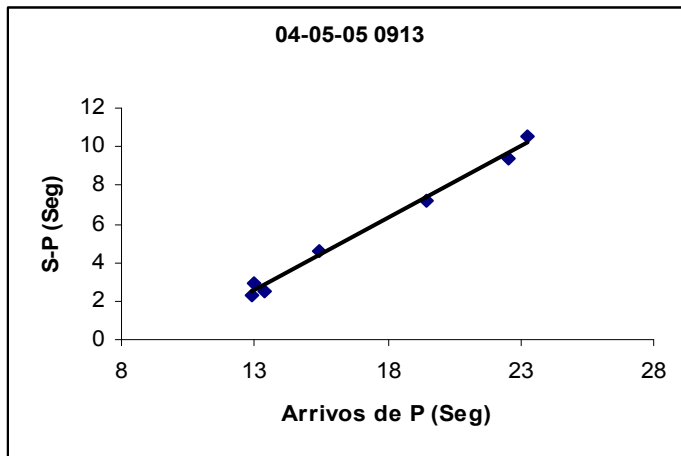
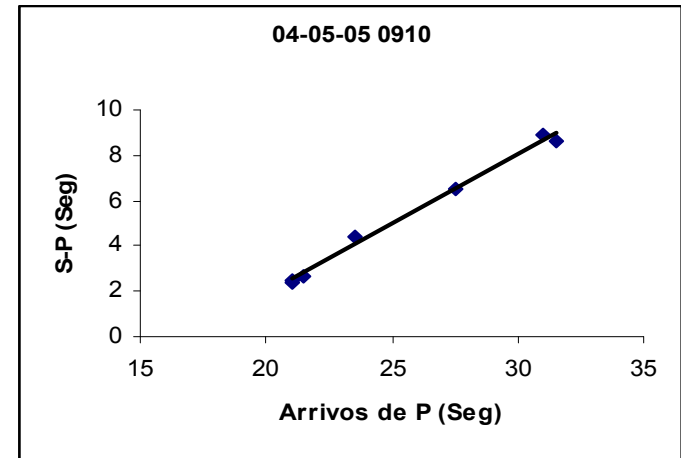
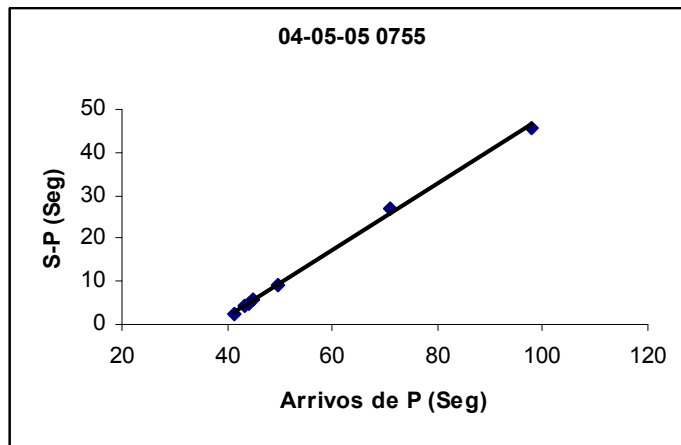
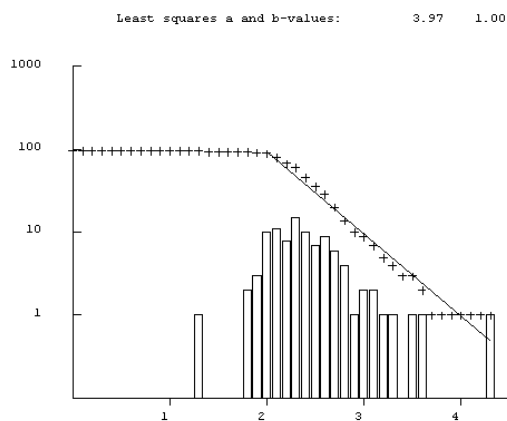
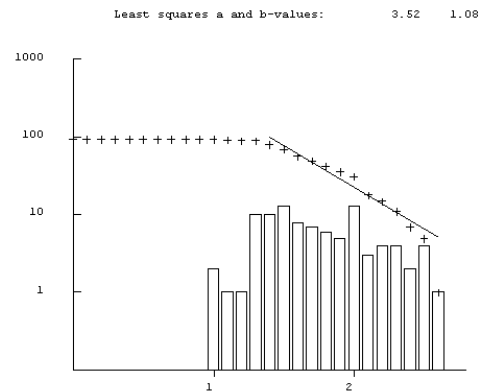


Fig. 4.10 Diagramas de Wadati para algunos eventos que forman parte de los 12 seleccionados para el promedio del enjambre de Mayo.

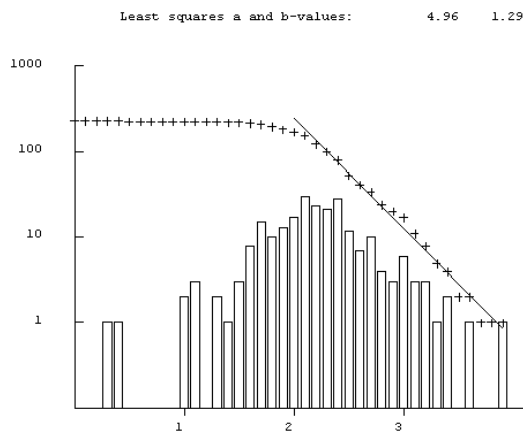


ABRIL
CODA



ABRIL
LOCAL

Fig. 4.11 Valor 'b' y 'a' para abril usando Mc y Ml.



MAYO
CODA

Fig. 4.12 Valor 'b' y 'a' para el enjambre de Mayo usando Mc

4.3 Cálculo de Q – coda

Coda Q es usada ampliamente para caracterizar la atenuación de la corteza. Entre los estudios desarrollados para Centro América, solo hay un estudio local para coda Q en El Salvador, la cual reporta un valor de 136 y 208 en la frecuencia de 4 y 8Hz respectivamente, y con una ventana de tiempo de 15 segundos (Marroquín, 1998).

Considerando la variación en las fracturas tectónicas en la región, parece haber pequeñas variaciones en los resultados reportados de coda Q (Ligorria, 1995, citado por Marroquín, 1998). Sin embargo, los resultados pueden ser difíciles de comparar debido a variaciones en el lapso de tiempo (Martínez, 1994; Ligorria, 1995, citados por Marroquín, 1998), las cuales con frecuencia no son reportadas.

El propósito de este estudio es encontrar una posible variación de coda Q usando datos de microsismicidad registrada en El Salvador, en la zona occidental. Se espera que los resultados que el presente trabajo muestra, sirvan de base para poder relacionarlos con otros fenómenos naturales, tales como terremotos de mayor magnitud y erupciones volcánicas.

Todos los grupos de datos y combinaciones fueron analizados usando longitud de ventana de 10, 15 y 20 segundos (Tabla 4.7). El parámetro de despliegue que se seleccionó fue 1, asumiendo que las ondas coda son ondas de cuerpo. El inicio de la ventana coda fue seleccionado como dos veces el tiempo de viaje de la onda S desde el origen. La señal de ruido a utilizar fue de 3 segundos. Para cada trazo un valor de Q fue calculado usando la ecuación (3.3) y los resultados obtenidos con coeficiente de correlación menor a 0.5 no fueron usados. Las frecuencias de centro y los anchos de banda que se utilizaron fueron 2, 4, 8 y 16 Hz y 1, 2, 4 y 8 respectivamente.

4.3.1 Selección de datos.

El conjunto de datos se compone de 323 temblores, de los cuales 95 conforman el enjambre de abril y 228 constituyen el enjambre de mayo. Los eventos seleccionados para este estudio son de los meses de abril y mayo de 2005. El criterio utilizado para la selección de los eventos fue que la señal no esté saturada. Lo que significa que el registro muestre un suave decaimiento exponencial.

Coda Q es calculado con el programa CODAQ, diseñado por Havskov et al. En 1989, Coda Q es calculada para una serie de eventos y estaciones, dadas las frecuencias. El valor promedio de Q es calculado y una curva de Q vs. f es ajustada para los valores calculados. Un ejemplo de la salida del programa es mostrado en la figura 4.13.

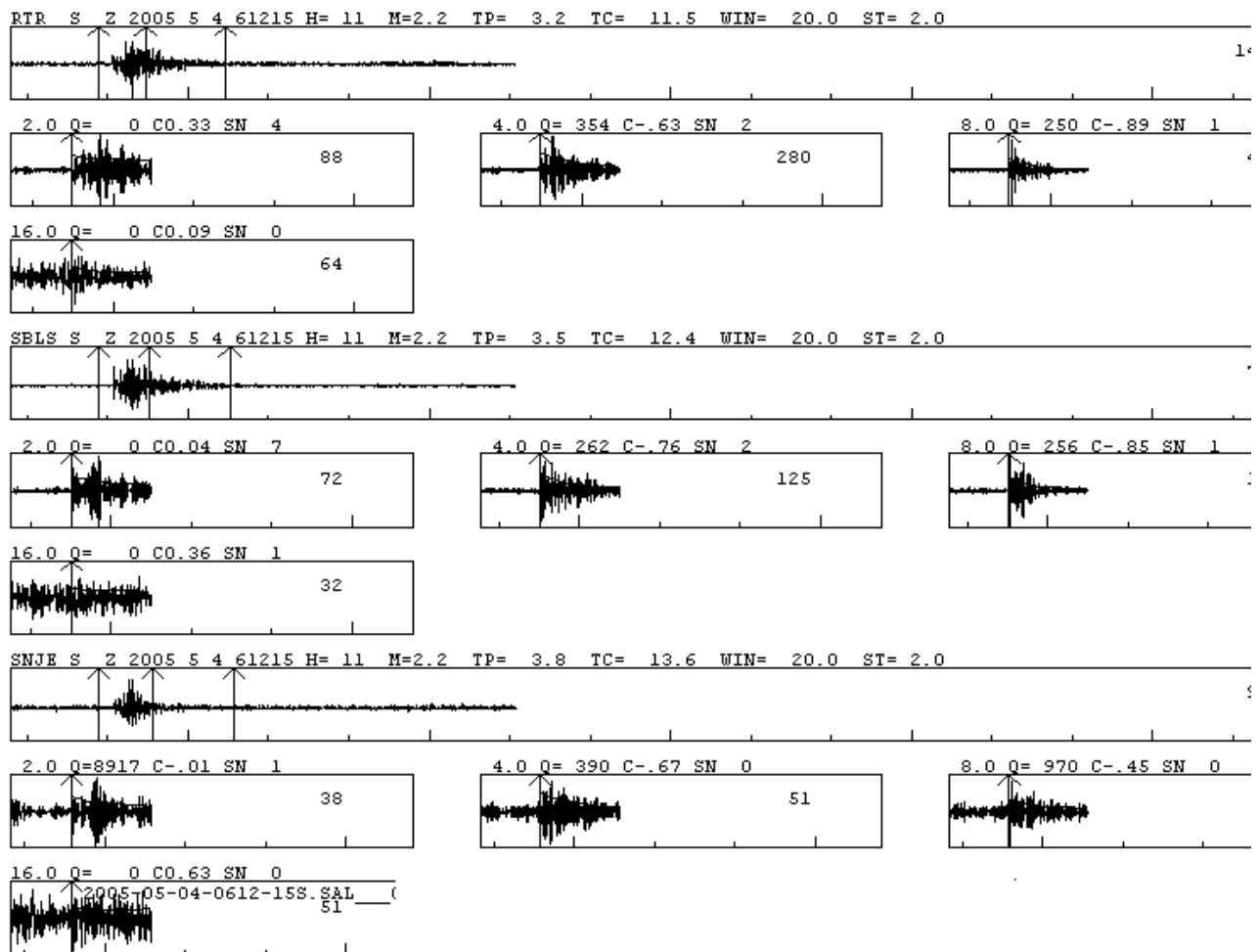


Fig. 4.13 Ejemplo del ploteo de Q coda. En la parte superior se muestra la traza original y abajo la ventana coda filtrada.

Tabla 4.7 Diferentes valores de Q coda para los datos de ambos enjambres. El tiempo usado es dos veces el tiempo de viaje de S. Q es el factor de calidad, σ es la desviación estándar, f es la frecuencia, N es el número usado para los registros útiles y ***** no hay valor

Q Coda para una ventana de 10 segundos						
	Abril			Mayo		
f	Q	σ	N	Q	σ	N
2	74	41	54	84	50	115
4	157	52	100	165	58	123
8	216	52	45	230	75	128
16	623	*****	1	529	*****	1
Total			200			367

Q Coda para una ventana de 15 segundos						
	Abril			Mayo		
f	Q	σ	N	Q	σ	N
2	110	53	46	116	50	85
4	199	56	85	228	66	154
8	275	72	25	276	94	47
16	728	*****	1	*****	*****	*****
Total			157			286

Q Coda para una ventana de 20 segundos						
	Abril			Mayo		
f	Q	σ	N	Q	σ	N
2	152	58	37	153	54	72
4	228	74	74	261	82	148
8	332	88	12	362	135	8
16	*****	*****	*****	*****	*****	*****
Total			123			228

4.3.2 Discusión de resultados.

En la tabla 4.7 se muestran los primeros resultados con parámetros estándar. Como se esperaba, Q incrementa con la frecuencia y con la ventana de tiempo.

La ventana de 20 segundos es la que tiene menos datos. En la mayoría de los casos Q aumenta en mayo, con excepción en la frecuencia de 16 Hz. Aunque la variación no es tan significativa.

Con respecto a las ventanas de tiempo, la desviación estándar más pequeña es obtenida para todas las frecuencias en la ventana de 10 seg. Esto se deriva del hecho de que la ventana de 10 segundos tiene más datos para todas las frecuencias. Es considerado que la ventana de tiempo más adecuada para usar es de 15 segundos, en parte porque varios estudios han usado ventanas de 15 seg. Y la otra parte que es fundamental es que en una ventana de 15 segundos hay un compromiso entre la cantidad de datos y la calidad.

Como se ve en la tabla 4.7, parece ser que hay alguna correlación entre Q y el lapso de tiempo promedio entre los grupos de datos. Como se ha observado, el resultado de coda Q tiene una pequeña dependencia en el lapso de tiempo utilizado, entonces es importante usar la misma ventana a través del estudio.

Ahora, si bien es cierto que las diferencias de los valores de Q calculados para cada mes no son significativas, es importante comparar estos resultados con los valores obtenidos en el estudio que hizo Marroquín en 1998 de Q-coda en El Salvador. La comparación entre estos resultados se presenta en la tabla 4.8.

Tabla 4.8 Variación de Q-coda en el tiempo.

Q Coda para una ventana de 15 segundos									
	CIG 1998			Abril 2005			Mayo 2005		
f	Q	σ	N	Q	σ	N	Q	σ	N
2	96	36	102	110	53	46	116	50	85
4	136	47	79	199	56	85	228	66	154
8	208	83	32	275	72	25	276	94	47
16	434	174	3	728	*****	1	*****	*****	*****
Total			240			157			286

Actualmente es aceptado que antes que ocurra un gran terremoto o un evento eruptivo de un volcán, cambian algunos parámetros del medio. El factor de calidad Q es considerado uno de estos parámetros. Este valor, como se mencionó antes, es calificado como precursor de grandes eventos sísmicos o de erupciones volcánicas. Para el caso de erupciones volcánicas, el valor de Q se incrementa en el tiempo (*Ondas coda*, Del Pezzo 1990). Durante el estudio del volcán Monte Etna, desde 1981 hasta 1988, por Del Pezzo y Patané, tuvieron lugar seis períodos de episodios eruptivos; en todos los casos $1/q$ se incrementó antes de estos sucesos.

En la tabla 4.9 se muestran los valores de Q acompañados de su desviación estándar y el número de formas de onda usadas para realizar el promedio. La tabla 4.9 presenta la misma información, con la única diferencia de que en vez de Q se presenta el valor de $1/q$. Ambos resultados se obtuvieron bajo condiciones similares.

Como se aprecia en la tabla 4.9, los valores obtenidos por Marroquín en 1988 son menores que los obtenidos para este estudio. Además, si se observa la tabla 4.9 donde se presenta únicamente los valores de $1/q$ para los meses de abril y mayo, se encuentra que para las frecuencias de 2 y 4 Hz hay un incremento sensible. Las tablas 4.8 y 4.9 muestran la tendencia al incremento de Q -coda en ambos casos, lo que podría interpretarse como un indicador del episodio eruptivo que se vivió en octubre del mismo año en el volcán Ilamatepec en Santa Ana.

Tabla 4.9 Variación con el tiempo de $1/q$.

Q Coda para una ventana de 15 segundos						
	Abril 2005			Mayo 2005		
f (Hz)	$1/q$	σ	N	$1/q$	σ	N
2.0	92	37	49	101	41	106
4.0	184	54	86	208	63	191
8.0	254	59	27	259	78	59
16.0	728	0	1	0	0	0

A pesar de que se encontró un incremento de Q en este caso, y de que los enjambres en estudio antecedieron a un episodio eruptivo del volcán, no es posible todavía establecer una relación definitiva entre el aumento de Q y el episodio eruptivo en base a un primer estudio. Es necesario extender la presente investigación en el tiempo, así como a otras zonas. Sin embargo, muestra una posibilidad interesante a explorar para poder entender mejor fenómenos naturales frecuentes en el país.

4.4 Construcción de los mecanismos focales compuestos.

4.4.1 Selección de datos.

Para determinar el mecanismo focal compuesto, se analizaron en conjunto los eventos que forman parte de cada enjambre. Hay que recordar que para poder construir el mecanismo focal compuesto se parte del supuesto de que una serie de eventos son generados por una misma fuente. El criterio que se utilizó para considerar que un grupo de eventos estaban siendo generados por una fuente común fue el análisis detallado de los tiempos de arribo a las estaciones más cercanas al epicentro y las diferencias entre los tiempos de arribo a esas estaciones. Además, que tuvieran claridad en el primer impulso de la onda P.

Las polaridades de las ondas P fueron usadas para determinar el mecanismo focal compuesto, usando el programa FOCMEC (Snoke et al., 1984). FOCMEC usa un algoritmo de búsqueda de cuadrilla.

Para el enjambre de abril ocurre que al analizar los tiempos de arribo de P se encuentra con que un grupo de eventos llegan primero a la estación RTR pero otros llegan primero a la estación RBDL (Anexo 1 y 2). Así que entonces se divide la sismicidad de abril en dos grupos:

- 1) El grupo 1 esta conformado por los eventos que el primer arribo de P sea en RTR.
- 2) El segundo grupo esta constituido por los sismos que tienen su primer arribo a la estación RBDL.

Esta diferencia entre cual es la primera estación en detectar el evento, indica que para este enjambre se tiene más de una fuente generadora de sismos. Además se estudio el mapa geológico de la zona occidental de la republica y se localizaron dos fallas. Una de ellas por

El Refugio y la otra al norte de Chalchuapa. Todos estos factores llevaron a realizar dos mecanismos focales compuestos para las dos agrupaciones antes mencionadas.

La solución de los mecanismos focales proyecta dos soluciones diferentes. Para el caso del grupo de eventos cuyo tiempo de arribo de P es registrado primero por RTR se utilizó una rejilla de 25°, el resultado se muestra en la figura 4.14.

Es importante aclarar que todos los planos que se muestran en la esfera focal son correctos siempre y cuando las polaridades estén correctamente identificadas y que además en el caso de aquellos primeros impulsos de la onda P que sean difíciles de identificar, debe de colocarse el margen de error correspondiente.

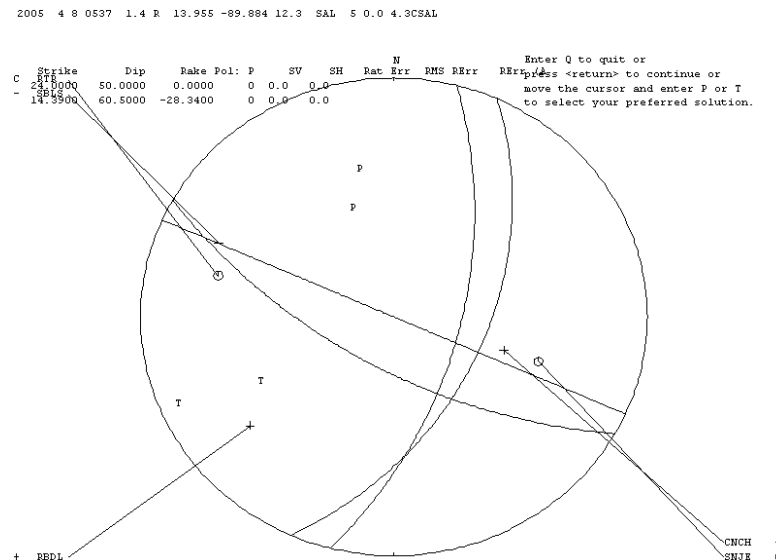


Fig. 4.14 Solución del mecanismo focal compuesto del grupo 1.

Para el caso del segundo grupo de eventos en que P llegaba primero a RBDL se construyó el mecanismo focal con una rejilla de búsqueda de 25° y el resultado es expuesto en figura 4.15.

En el caso del enjambre de mayo, se manejaron 7 eventos para la construcción del mecanismo compuesto, con una rejilla de búsqueda de 15°. Y su resultado es expresado en la figura 4.16. En la tabla 4.10 se muestran los resultados de todas las soluciones de cada grupo de eventos.

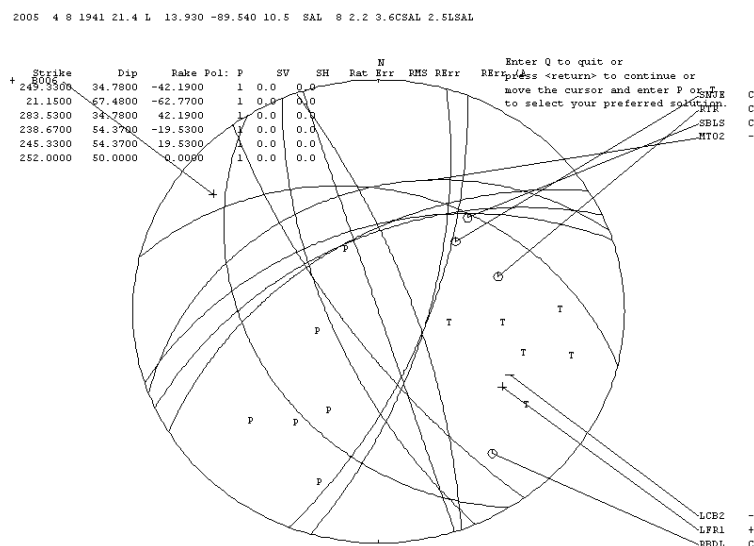


Fig. 4.15 Solución del mecanismo focal compuesto del grupo 2.

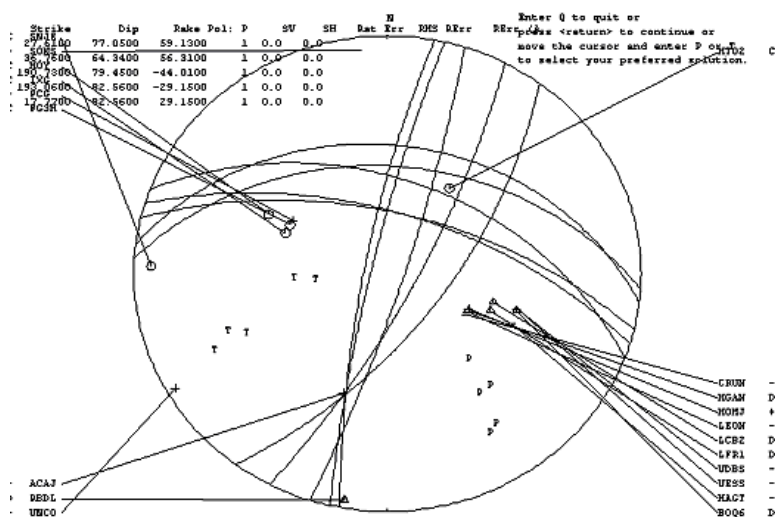


Fig. 4.16 Solución del mecanismo focal compuesto para el enjambre del mes de Mayo.

4.4.2 *Discusión de resultados*

En esta sección se tratara de elegir una solución del conjunto mostrado por cada mecanismo focal. Tomando en cuenta otros aspectos importantes como por ejemplo la geología del lugar y la distribución de los epicentros y la historia sísmica del lugar.

Comenzando primero por el mecanismo focal compuesto del grupo 1 del mes de abril, mostrado en la figura 4.14. Entonces, al analizar, el mecanismo focal compuesto y la distribución de epicentros sugiere que la fuente generadora es una falla de desgarre de movimiento lateral derecho en dirección nor-noreste y buzando unos 60° (Fig. 4.17). Si ahora se estudia el mecanismo mostrado en la figura 4.13 usando los elementos antes mencionados, es posible decir que es una falla de desgarre con movimiento lateral derecho y su buzamiento es alrededor de 50° (Fig. 4.18).

Finalmente al abordar los resultados de la solución del mecanismo focal compuesto para el enjambre de mayo, se observa que todas las soluciones muestran una falla de desgarre. Y al combinar este resultado con la distribución de epicentros, se encuentra que la fuente generadora es una falla de desgarre con movimiento lateral derecho y su buzamiento es alrededor de 80° (Fig. 4.19)

Tabla 4.10 Soluciones de los planos nodales de los enjambres de abril y mayo de 2005.

Abril						Mayo		
Grupo 2			Grupo 1					
Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake
249.33	34.78	-42.19	24.0	50.0	0.0	27.61	77.05	59.13
21.15	67.48	-62.77	14.39	60.50	-28.34	36.76	64.34	56.31
283.53	34.78	42.19				190.73	79.45	-44.01
238.67	54.37	-19.53				193.06	82.56	-29.15
245.33	54.37	19.53				17.77	82.56	29.15
252	50	0						

A continuación se presenta la solución seleccionada para cada enjambre, de todas las soluciones desplegadas para los mecanismos focales construidos por el método de mecanismos compuestos, tomando en cuenta la distribución de epicentros y el mapa de fallas geológicas de la zona (Anexo 6). Las cuales se describieron al principio de esta sección.

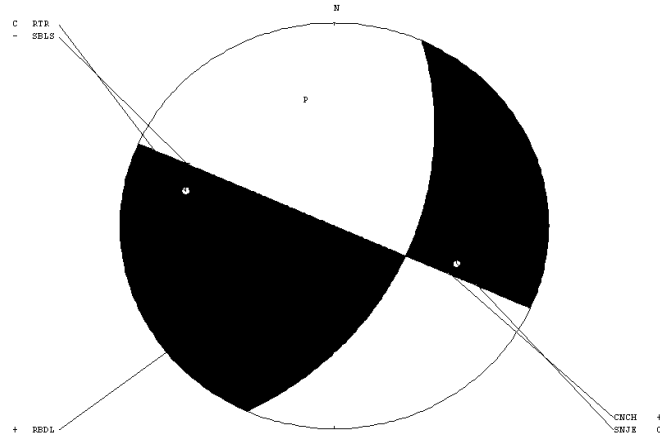


Fig. 4.17 Mecanismo focal correspondiente al grupo 1 del enjambre de abril.

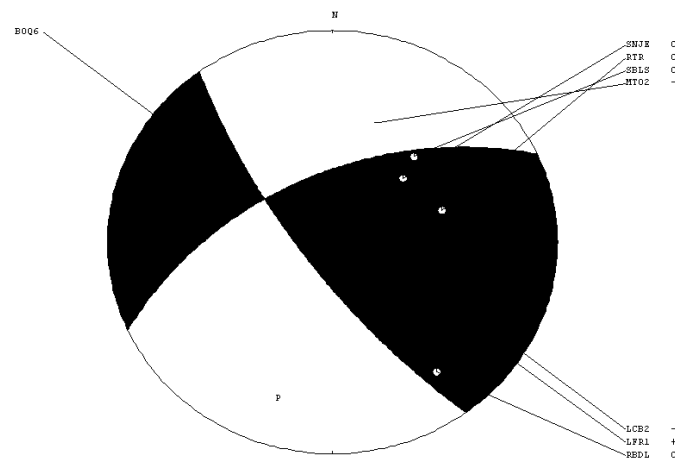


Fig. 4.18 Mecanismo focal correspondiente al grupo 2 del enjambre de abril.

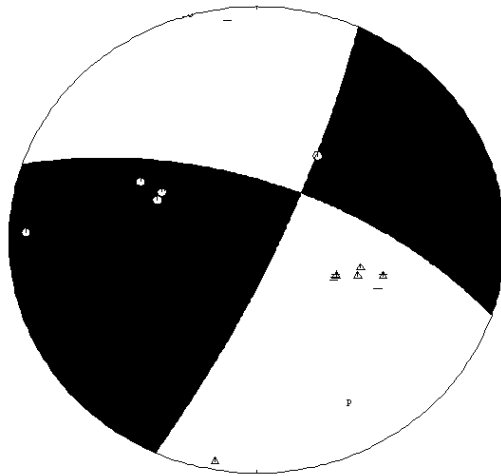


Fig. 4.19 Mecanismo focal que corresponde al enjambre de mayo.

CAPÍTULO V: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Conclusiones.

Los epicentros de los 354 eventos localizados cubren un área aproximada entre las latitudes norte 13.80° - 14.15° y longitudes oeste 89.85° – 89.55° . Con una orientación noreste para el enjambre de mayo y con este-noreste para el caso de abril.

El área epicentral antes mencionada se ubica dentro de la región del graben central, que se extiende a la largo del país, correspondiente a la zona occidental.

La profundidad máxima de la mayoría de los focos fue menor de 30 Km, indicando claramente el carácter cortical de la actividad sísmica estudiada.

Los eventos localizados en cuanto a sus magnitudes se ubican mayoritariamente dentro del grupo de microtemblores, ya que el rango de magnitudes fue en el mes de abril de 1.3 a 3.6, y en el caso de mayo de 1.7 a 3.9 de magnitud coda. Con la excepción de los sismos principales y algunas replicas.

Los resultados obtenidos en el cálculo promedio de la relación de velocidades de las ondas P y S son similares para ambos enjambres, aunque la correlación de abril no es la más adecuada, se puede concluir que la relación V_p/V_s de la zona occidental de El Salvador es de 1.75.

Encontrado el valor de 'b' para los dos enjambres se ajusta a una zona de poca capacidad de acumulación de esfuerzos y por esa razón es frecuente la sismicidad tipo enjambre. Y en ambas zonas de estudio la máxima magnitud esperada es alrededor de 5.

El valor de Q tiene dependencia de la frecuencia y de la ventana de tiempo utilizada.

El factor $1/q$ reporta un incremento, lo cual estaría indicando que la sismicidad se dio a raíz del evento eruptivo que fue registrado con posterioridad. Sin embargo, no puede afirmarse en definitiva que un incremento de $1/q$ anticipe en todos los casos un episodio eruptivo, mientras no se realicen más investigaciones de este tipo.

La sismicidad tipo enjambre que ocurrió en abril en la zona de Chalchuapa, Atiquizaya y lugares aledaños, fue producida por dos diferentes fuentes generadoras. Ambas fallas de desgarre.

La solución del plano de falla de los mecanismos focales, determinados mediante soluciones compuestas, de cada agrupamiento sísmico se muestra como sigue:

Enjambre de abril:

Grupo 1:

- Fallamiento de desgarre con orientación nor-noreste.
- Azimut $(14.39 \pm 5)^\circ$
- Buzamiento $(60 \pm 3)^\circ$

Grupo 2:

- Fallamiento de desgarre
- Azimut $(245.33 \pm 5)^\circ$
- Buzamiento $(54.37 \pm 4)^\circ$

Enjambre de Mayo:

- Fallamiento de desgarre con movimiento lateral derecho
- Azimut $(193.06 \pm 4)^\circ$
- Buzamiento $(82.56 \pm 3)^\circ$

Para mejorar los resultados anteriores se necesita mejorar las localizaciones hipocentrales.

Recomendaciones.

Continuar los estudios de caracterización de distintas fuentes de terremotos para identificar y conocer el comportamiento de las fallas locales activas.

Confrontar los resultados obtenidos con otros estudios en el área de vulcanología alrededor de la fecha de este estudio, principalmente después del evento eruptivo.

Se hace necesario continuar el estudio de la variación del factor de calidad Q a través del tiempo para mejorar la comprensión del mismo.

Es necesario que se cree un convenio de cooperación mutua entre la Universidad de el Salvador y el SNET, para motivar y facilitar los estudios dentro de la sismología y otras ramas de ciencias de la tierra.

BIBLIORAFIA.

1. Calderon Oscar, (2003), Seismological data Analysis Using El Salvador Seismic Network Data.
2. Cox, Allan y Robert Hart, (2002), *Plate Tectonic*, Blackwell Scientific Publication. Great Britain.
3. Del Pezzo Edoardo Jesus Ibañez, (1990), Ondas Coda Teorías y Resultados, Universidad de Grada, España.
4. Harlow David H., Randall White, Michael Rymer and Salvador Alvarez. (1993).The San Salvador Earthquake of 10 October 1986 and its historical context. Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 83 No.4, August.
5. Havskov Jens and Lars Ottemöller. (2003). SEISAN user's manual.
6. Havskov Jens and Peter Bormann, Earthquake Location, Institute of solid Earth Physics, University of Bergen, Norway, Octubre de 2001.
7. Lay Thorne Terry Wallace, Modern Global Seismology, Academic Press, USA.
8. Lee William, Hiroo Kanamori, Paul Jennings, Carl Kisslinger. (2002). International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Academic Press, China.
9. Marroquín, Griselda (1991). Sismicidad en los alrededores del volcán de Conchagua. Centro de Investigaciones Geotécnicas. San Salvador. El Salvador.

10. Marroquín, Griselda (1994). Escalas de Magnitud Sísmica (Md y MI) para El Salvador, Universidad de El Salvador, san Salvador, El Salvador.
11. Marroquín, Griselda (1998). Seismic properties of the crust in the volcanic chain of El Salvador C. A. Institute of solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.
12. Rivas, José Antonio (1992). Localización y determinación del mecanismo focal compuesto del enjambre sísmico ocurrido del 1 al 15 de julio de 1992 en la zona occidental de El Salvador. Universidad de El Salvador. San Salvador. El Salvador.
13. Shearer Peter, (1999). Introduction to Seismology, First edition, Cambridge University, Cambridge.
14. Stein Seth, Michael Wysession. (2003). An Introduction to Seismology Earthquakes, And Earth Structure, First edition, Blackwell Publishing.
15. Udías Vallina Agustín y Julio Rodríguez (1997). Fundamentos de sismología. UCA editores. San Salvador. El Salvador.
16. . Udías Agustín, (1999). Principles of Seismology, First edition, Cambridge University, Cambridge.
17. White Randall, David Harlow. (1993). Destructive upper-crustal earthquake of Central America since 1900. Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 83 No.4, August.
18. Servicio Nacional de Estudios Territoriales 2005. Ocurrencia de sismicidad tipo enjambre en diferentes lugares de El Salvador.
<http://www.snet.gob.sv/geologia/1enjambre.htm>

19. Universidad Estatal de Bolívar, Ecuador. 2005. Artículos sobre enjambres sísmicos
<http://www.ueb.edu.ec/articulos>
20. Servicio Nacional de Estudios Territoriales 1992. Caracterización enjambre de 1990
Conchagua <http://www.snet.gob.sv/geologia/sismologia/pdfsiskonchagua>.

ANEXOS

ANEXO 1

TIEMPOS DE ARRIBO DE LAS ONDAS P Y SU POLARIDAD ABRIL

FECHA	HORA	SBLS (polaridad)	SBLS (t. observado)	RTR (polaridad)	RTR (t. observado)	RBDL (polaridad)	RBDL (t. observado)	SBLS-RTR	SBLS-RBDL	RTR-RBDL
2005 4 1	0941 22.3	D	3.9	C	3.7	D	6.2	0.2	-2.3	-2.5
2005 4 6	2029 44.3	C	5.1	C	4.9	D	5.5	0.2	-0.4	-0.6
2005 4 8	0537 3.8	C	4.6	C	3.7	C	3.9	0.9	0.7	-0.2
2005 4 8	0537 17.3	C	6.5	C	5.6			0.9	6.5	5.6
2005 4 8	0537 1.4	C	6.9	C	6	C	6.2	0.9	0.7	-0.2
2005 4 8	0554 8.3	D	5.5	C	4.3		4.5	1.2	1	-0.2
2005 4 8	0602 32.7	C	5.2	C	4.3	C	4.4	0.9	0.8	-0.1
2005 4 8	0603 50.3	C	5.2	C	4.3	C	4.4	0.9	0.8	-0.1
2005 4 8	0618 5.2	D	6.3	C	5.7	C	5.7	0.6	0.6	0
2005 4 8	1105 10.4	C	6	C	5.2	C	5.1	0.8	0.9	0.1
2005 4 8	1111 26.0	C*	5.9	C	4.7	C	4.5	1.2	1.4	0.2
2005 4 8	1120 10.6	C	5.2	D	4.7	C	4	0.5	1.2	0.7
2005 4 8	1153 38.4	C	5.2	D	5.2	D	4.7	0	0.5	0.5
2005 4 8	1220 39.7	D*	5.6	C	4.7	C	4.6	0.9	1	0.1
2005 4 8	1253 31.3	C	5.3	D	4.4	C	3.4	0.9	1.9	1
2005 4 8	1329 48.2	C	5.2	C	4.4	C	4.4	0.8	0.8	0
2005 4 8	1528 36.2	C*	5.5	C	4.6	C	4.7	0.9	0.8	-0.1
2005 4 8	1730 41.0	C	5.8	C	5.2	D	5.3	0.6	0.5	-0.1
2005 4 8	1731 48.8	C	6.1	C	5	D	5.1	1.1	1	-0.1
2005 4 8	1919 50.7	C	5.4	C	4.5	C	4.5	0.9	0.9	0
2005 4 8	1938 9.2	C	5.5	C	4.5	C	4.5	1	1	0
2005 4 8	1941 21.4	C	4.1	C	3.3	C	3.2	0.8	0.9	0.1
2005 4 8	1946 55.7	C	6	C	5.1	C	5.1	0.9	0.9	0
2005 4 8	1955 33.2	D	5.8	C	4.9	D	4.8	0.9	1	0.1
2005 4 8	1956 53.7	C	5.6	D	5.5	C	5.4	0.1	0.2	0.1

FECHA	HORA	SBLS (polaridad)	SBLS (t. observado)	RTR (polaridad)	RTR (t. observado)	RBDL (polaridad)	RBDL (t. observado)	SBLS- RTR	SBLS-RBDL	RTR-RBDL
2005 4 8	1959 21.9	C	6.1	C	5.4	C	5.3	0.7	0.8	0.1
2005 4 8	2001 32.4	D	6.5	C	5.2	C	5.2	1.3	1.3	0
2005 4 8	2002 6.1	C	5.4	C	4.2	C	4.3	1.2	1.1	-0.1
2005 4 8	2010 7.4	C	5.9	C	5	C	5	0.9	0.9	0
2005 4 8	2032 12.9	C	6.1	C	4.8	C	4.7	1.3	1.4	0.1
2005 4 8	2101 26.3	C	5.2	C	4.3	C	4.2	0.9	1	0.1
2005 4 8	2109 21.7	D	5.5	C	4.3	C	4.3	1.2	1.2	0
2005 4 8	2120 59.8	D	5.4	C	4.5	C	4.3	0.9	1.1	0.2
2005 4 8	2139 22.7	C	5.3	C	4.5	C	4.3	0.8	1	0.2
2005 4 8	2152 59.5	C	5.3	C	4.4	D	4.3	0.9	1	0.1
2005 4 8	2339 46.5	D	5.7	D	4.8	D	4.7	0.9	1	0.1
2005 4 8	2358 12.9	C	5.8	C	4.9	C	5	0.9	0.8	-0.1
2005 4 9	0037 28.6	C	6.4	D	5.8	D	4.9	0.6	1.5	0.9
2005 4 9	0105 21.1	D	4.9	C	3.9	C	4.1	1	0.8	-0.2
2005 4 9	0150 5.5	C	4.5	C	3.7	C	3.5	0.8	1	0.2
2005 4 9	0159 33.5	D	11.4	D	10.4	C	9	1	2.4	1.4
2005 4 9	0211 11.1	C	5.5	C	4.7	D	4.5	0.8	1	0.2
2005 4 9	0250 35.9	C	7.5	C	6.8	C	6.8	0.7	0.7	0
2005 4 9	0403 4.9	C	6.6	C	4.6	C	4.9	2	1.7	-0.3
2005 4 9	0649 45.6	C	4.6	C	4.4	C	4.3	0.2	0.3	0.1
2005 4 9	0917 26.4	C	5.9	C	3.6	C	3.5	2.3	2.4	0.1
2005 4 9	0921 13.4	C	6.1	C	4.8	D	4.9	1.3	1.2	-0.1
2005 4 9	0925 35.8	D	4.2	C	3.5	D	3.6	0.7	0.6	-0.1
2005 4 9	0931 18.1	C	5.6	C	4.7	C	4.8	0.9	0.8	-0.1
2005 4 9	0949 9.4	C	6	D	5.2	D	5.4	0.8	0.6	-0.2
2005 4 9	0956 19.5	C	5.5	C	4.3	C	4.3	1.2	1.2	0
2005 4 9	0958 41.5	C	5.5	C	4.6	C	4.8	0.9	0.7	-0.2
2005 4 9	1003 3.3	C	5.8	C	4.4	D	4.3	1.4	1.5	0.1
2005 4 9	1014 23.9	C	5.6	C	4.4	C	4.7	1.2	0.9	-0.3
2005 4 9	1042 3.3	C	5.1	C	4.1	C	7.5	1	-2.4	-3.4

FECHA	HORA	SBLS (polaridad)	SBLS (t. observado)	RTR (polaridad)	RTR (t. observado)	RBDL (polaridad)	RBDL (t. observado)	SBLS- RTR	SBLS-RBDL	RTR-RBDL
2005 4 9	1245 42.0	C	6.5	C	5.7	C	5.5	0.8	1	0.2
2005 4 9	1318 30.4	C	5.6	C	4.9	C	5	0.7	0.6	-0.1
2005 4 9	1326 11.3	D	5.3	D	4.5	D	4.5	0.8	0.8	0
2005 4 9	1612 48.4	C	5.3	D	4.1	C	4.2	1.2	1.1	-0.1
2005 4 9	1649 29.4	C	5.6	C	4.2	D	3.9	1.4	1.7	0.3
2005 4 9	1716 29.0	D	5.5	C	4.6	D	4.4	0.9	1.1	0.2
2005 4 9	1733 41.6	C	6.1	C	5.3	D	5.5	0.8	0.6	-0.2
2005 4 9	1737 56.9	C	6	D	5.1	D	4.9	0.9	1.1	0.2
2005 4 9	2016 40.0	D	6.1	C	5.2	C	5.3	0.9	0.8	-0.1
2005 4 9	2151 17.7	D	6	D	5.3	D	5.1	0.7	0.9	0.2
2005 4 10	0054 39.5	C	5.7	D	4.5	C	4.7	1.2	1	-0.2
2005 4 10	0200 24.8	D	4.7	D	4	D	4.3	0.7	0.4	-0.3
2005 4 10	0450 27.2	D	5.5	C	4.8	D	4.7	0.7	0.8	0.1
2005 4 10	0601 6.9	C	5.7	C	4.9	C	4.7	0.8	1	0.2
2005 4 10	0623 21.0	C	6.3	C	5.5	C	5.2	0.8	1.1	0.3
2005 4 10	0646 18.4	C	5.7	C	4.4	C	4.3	1.3	1.4	0.1
2005 4 10	0729 31.6	C	5.6	C	4.6	C	4.6	1	1	0
2005 4 10	0815 58.7	C	6.4	C	5.1	D	5	1.3	1.4	0.1
2005 4 10	0959 58.9	C	5.9	C	5.2	D	5	0.7	0.9	0.2
2005 4 10	1040 42.2	C	6	D	5.1	D	5.1	0.9	0.9	0
2005 4 10	1452 54.5	C	5.5	C	4.8	C	5	0.7	0.5	-0.2
2005 4 10	1818 29.8	C	6	D	5	D	4.9	1	1.1	0.1
2005 4 10	2018 7.5	C	5.6	D	4.7	D	4.8	0.9	0.8	-0.1
2005 4 11	0007 26.9	C	5.1	C	4.4	D	4.5	0.7	0.6	-0.1
2005 4 11	0540 11.2	C	5.7	C	4.3	C	4.6	1.4	1.1	-0.3
2005 4 11	0600 40.0	C	5.4	C	4.6	C	4.8	0.8	0.6	-0.2
2005 4 11	0937 52.1	C	5.2	D	4.4	D	4.4	0.8	0.8	0
2005 4 12	0040 25.7	C	5.2	C	4.2	C	4.5	1	0.7	-0.3
2005 4 12	0148 18.8	C	6.1	C	5.3	C	5.2	0.8	0.9	0.1
2005 4 12	1252 47.6	C	5.5	D	4.8	C	5.2	0.7	0.3	-0.4

FECHA	HORA	SBLS (polaridad)	SBLS (t. observado)	RTR (polaridad)	RTR (t. observado)	RBDL (polaridad)	RBDL (t. observado)	SBLS- RTR	SBLS-RBDL	RTR-RBDL
2005 413	0410 30.9	C	5.8	C	5.7	C	5.4	0.1	0.4	0.3
2005 413	0736 7.5	C	6.3	C	5.6	C	5.8	0.7	0.5	-0.2
2005 413	0859 57.0	C	5.7	C	5.3	C	5.3	0.4	0.4	0
2005 413	1905 39.2	D	6.7	D	5.7	D	3.1	1	3.6	2.6
2005 414	1733 54.4	C	5.7	D	4.5	C	4.5	1.2	1.2	0
2005 416	1708 15.7	C	5.9	C	4.6	C	4.7	1.3	1.2	-0.1
2005 419	0852 18.1	C	3.5	C	2.5	C	4.6	1	-1.1	-2.1
2005 421	0206 12.1		9.1		8	D	4	1.1	5.1	4
2005 422	1730 29.2	D	6.4	D	5.4	D	2.6	1	3.8	2.8
2005 424	0249 47.9	C	7	C	6.4	C	3.4	0.6	3.6	3

ANEXO 2

TIEMPOS DE ARRIBO DE P Y SU POALRIDAD PARA EL
MES DE MAYO

FECHA	HORA	SBLS (polaridad)	SBLS (t. observado)	RTR (polaridad)	RTR (t. observado)	JUA (polaridad)	JUA (t. observado)	SBLS-RTR	SBLS-JUA	RTR-JUA
2005 5 1	0402 44.5	D	3.6	C	2.9			0.7		
2005 5 1	0900 53.8	D	6.9	D	6			0.9		
2005 5 4	0541 11.8	D	4.4	C	4.1			0.3		
2005 5 4	0546 50.5	C	4.6	C	4.3			0.3		
2005 5 4	0609 12.1		4.2		4			0.2		
2005 5 4	0612 37.9	D	3.5	C	3.2			0.3		
2005 5 4	0701 5.0	C	4.1	C	3.6			0.5		
2005 5 4	0704 35.1		3.2		2.9			0.3		
2005 5 4	0706 19.9	C	4.2	C	4			0.2		
2005 5 4	0721 14.8	C	4.6	C	4.2			0.4		
2005 5 4	0736 2.6	D	4.5	C	4.3			0.2		
2005 5 4	0754 7.4	C	3.6	C	3.4			0.2		
2005 5 4	0755 38.3		3.5					3.5		
2005 5 4	0757 19.6		3.3					3.3		
2005 5 4	0758 60.0		2.9		2.6			0.3		
2005 5 4	0800 11.2	D	4		4.2			-0.2		
2005 5 4	0805 50.9	C	3.5	C	3.4			0.1		
2005 5 4	0810 18.4		4.1	C	3.9			0.2		
2005 5 4	0812 31.0	C	2.9	C	2.9			0		
2005 5 4	0813 16.9		4		3.5			0.5		
2005 5 4	0813 52.2		3.1		2.8			0.3		
2005 5 4	0818 8.5							0		
2005 5 4	0821 24.4	D	2.9	C	2.9			0		
2005 5 4	0825 18.8	D	2.8	D	2.7			0.1		
2005 5 4	0828 57.0		4		2.3			1.7		
2005 5 4	0832 41.2	C	6.2	C	6.2			0		
2005 5 4	0838 11.0	C	4	C	4			0		

FECHA	HORA	SBLS (polaridad)	SBLS (t. observado)	RTR (polaridad)	RTR (t. observado)	JUA (polaridad)	JUA (t. observado)	SBLS-RTR	SBLS-JUA	RTR-JUA
2005 5 4	0852 17.1	D	4.6	C	4.4			0.2		
2005 5 4	0858 54.1	C	3.9	C	3.7			0.2		
2005 5 4	0903 37.5	C	4.2		4.2			0		
2005 5 4	0905 14.6	D	3.9	C	3.5			0.4		
2005 5 4	0907 31.8	C	4.1	C	3.9			0.2		
2005 5 4	0908 26.9		2.8		2.7			0.1		
2005 5 4	0910 18.1		2.9		2.9			0		
2005 5 4	0913 10.0		3		2.9			0.1		
2005 5 4	0917 41.0	C	3.2	C	3			0.2		
2005 5 4	0919 4.0		3.9	C	3.4			0.5		
2005 5 4	0930 37.5	D	3.7	D	3.8			-0.1		
2005 5 4	0935 47.8	C	3.4	C	3.3			0.1		
2005 5 4	0939 36.4	C	3.7	C	3.5			0.2		
2005 5 4	0942 32.6	C	3.3	C	3.1			0.2		
2005 5 4	0946 4.1		3.9		3.5			0.4		
2005 5 4	0946 50.4		3.5	C	3.5			0		
2005 5 4	0949 37.7	C	4.6	D	4.7			-0.1		
2005 5 4	0950 32.1	D	4	C	4			0		
2005 5 4	0953 33.8	C	4.5		4.3			0.2		
2005 5 4	0959 48.0	C	4.8	D	4.8			0		
2005 5 4	1008 29.6	C	4.3	C	4.1			0.2		
2005 5 4	1009 30.8	D	4.5	C	4.2			0.3		
2005 5 4	1010 22.4	D	2.8	C	2.7			0.1		
2005 5 4	1030 4.8	C	3	C	3			0		
2005 5 4	1036 27.7	C	4.5	C	4.6			-0.1		
2005 5 4	1038 49.8	C	4.6	C	4.4			0.2		
2005 5 4	1049 32.0	C	5.6	C	5.5			0.1		
2005 5 4	1051 14.6	C	4.7	C	4.4			0.3		
2005 5 4	1052 32.7	D	2.9	C	2.7			0.2		
2005 5 4	1054 14.9	C	3.6	C	3.6			0		

FECHA	HORA	SBLS (polaridad)	SBLS (t. observado)	RTR (polaridad)	RTR (t. observado)	JUA (polaridad)	JUA (t. observado)	SBLS-RTR	SBLS-JUA	RTR-JUA
2005 5 4	1108 45.9	C	4.8	C	4.7			0.1		
2005 5 4	1111 51.5	C	4.8	C	4.5			0.3		
2005 5 4	1116 7.1	C	5	C	4.9			0.1		
2005 5 4	1118 25.1	D	4.8	C	4.6			0.2		
2005 5 4	1121 17.8	C	4.3	D	4.2			0.1		
2005 5 4	1129 47.2	C	5.1	C	4.8			0.3		
2005 5 4	1146 11.8	D	4.4	C	4.3			0.1		
2005 5 4	1149 43.1	D	5.5	D	5.4			0.1		
2005 5 4	1152 1.6	C	4.7	C	4.6			0.1		
2005 5 4	1155 34.2	C	4.5	C	4.2			0.3		
2005 5 4	1202 37.9	C	4	C	3.9			0.1		
2005 5 4	1207 36.9	C	4.4	C	4.4			0		
2005 5 4	1209 45.0	C	3.4	C	3.4			0		
2005 5 4	1211 40.8	C	3.7	C	1.7			2		
2005 5 4	1214 47.1	C	3.7	C	3.1			0.6		
2005 5 4	1219 20.5	C	5	C	5			0		
2005 5 4	1222 15.6	C	3.7	C	3.6			0.1		
2005 5 4	1229 18.9	C	5.4	C	5.3			0.1		
2005 5 4	1230 22.3	C	3	C	3			0		
2005 5 4	1235 20.3	C	4.7	C	4.6			0.1		
2005 5 4	1242 23.9	C	5.6	C	5.3			0.3		
2005 5 4	1244 44.0	C	4.4	C	4.1			0.3		
2005 5 4	1250 48.0	D	5	C	4.7			0.3		
2005 5 4	1300 18.1	C	1.4	C	1.2			0.2		
2005 5 4	1304 25.1	C	5.4	C	4.9			0.5		
2005 5 4	1306 44.4	C	5.4	C	5.2			0.2		
2005 5 4	1308 13.8	C	4.3	C	4.3			0		
2005 5 4	1311 0.2	C	4.2	C	4.1			0.1		
2005 5 4	1312 47.8	C	3.4	C	3.4			0		
2005 5 4	1329 42.1	D	4	C	3.9			0.1		

FECHA	HORA	SBLS (polaridad)	SBLS (t. observado)	RTR (polaridad)	RTR (t. observado)	JUA (polaridad)	JUA (t. observado)	SBLS-RTR	SBLS-JUA	RTR-JUA
2005 5 4	1405 10.9	D	4.9	C	4.8			0.1		
2005 5 4	1410 51.6	C	3.9	C	3.9			0		
2005 5 4	1417 45.1	D	4.5	C	4.4			0.1		
2005 5 4	1419 3.4	C	4.9	C	4.8			0.1		
2005 5 4	1423 38.4	C	5.6	C	5.5			0.1		
2005 5 4	1424 36.2	C	4.1	D	4			0.1		
2005 5 4	1426 55.1	C	5.2	C	5			0.2		
2005 5 4	1441 0.7	C	4.5	C	4.6			-0.1		
2005 5 4	1443 38.7	C	4.3	C	4.1			0.2		
2005 5 4	1449 47.1	C	2.8	C	2.7			0.1		
2005 5 4	1512 47.2	C	3.8	C	3.9			-0.1		
2005 5 4	1518 5.4	C	3.9	C	3.9			0		
2005 5 4	1523 15.7	C	4	C	3.9			0.1		
2005 5 4	1524 53.8	D	4.3	C	4.2			0.1		
2005 5 4	1540 18.9	D	4.1	C	4.1			0		
2005 5 4	1545 56.1	D	4.6	C	4.6			0		
2005 5 4	1556 7.8	C	4.1	C	4			0.1		
2005 5 4	1601 23.2	C	3.8	D	3.6			0.2		
2005 5 4	1607 31.5	C	3.8	C	3.8			0		
2005 5 4	1612 46.9	C	3.4	C	3.5			-0.1		
2005 5 4	1621 49.5	C	3.9	C	3.8			0.1		
2005 5 4	1630 55.5	D	4.4	C	4.5			-0.1		
2005 5 4	1639 42.8	D	4.1	D	4			0.1		
2005 5 4	1641 12.2	D	3	C	2.9			0.1		
2005 5 4	1643 46.1	C	3.8	C	3.6			0.2		
2005 5 4	1645 54.9	D	4.3	C	4.1			0.2		
2005 5 4	1700 16.0	D	3.9	D	4.1			-0.2		
2005 5 4	1713 4.0	C	5	D	4.8			0.2		
2005 5 4	1736 37.1	C	4.7	D	3.7			1		
2005 5 4	1742 12.7	D	4.1	D	4.1			0		

FECHA	HORA	SBLS (polaridad)	SBLS (t. observado)	RTR (polaridad)	RTR (t. observado)	JUA (polaridad)	JUA (t. observado)	SBLS-RTR	SBLS-JUA	RTR-JUA
2005 5 4	1833 47.1	D	4.2	C	4.3			-0.1		
2005 5 4	1854 7.6	C	4	C	3.7			0.3		
2005 5 4	1902 14.2	D	3.6	C	3.4			0.2		
2005 5 4	1912 16.9	C	5.8	C	5.5			0.3		
2005 5 4	1927 18.9	C	5	C	4.7			0.3		
2005 5 4	1946 51.8	C	4.9	C	4.7			0.2		
2005 5 4	1953 27.5	D	1.8	C	1.7			0.1		
2005 5 4	1956 11.2	C	4.4	D	4.3			0.1		
2005 5 4	2012 18.3	C	6.7	C	6.6			0.1		
2005 5 4	2030 24.1	D	4.8	C	5			-0.2		
2005 5 4	2044 25.9	C	5.1	C	5			0.1		
2005 5 4	2055 33.5	D	2.9	C	2.8			0.1		
2005 5 4	2058 45.2	D	3.9	D	4			-0.1		
2005 5 4	2102 16.3	C	5.9	D	5			0.9		
2005 5 4	2107 19.5	C	4.3	C	4			0.3		
2005 5 4	2154 30.8	C	3.5	D	3.2	C	1	0.3	2.5	2.2
2005 5 4	2206 0.9	C	4.1	C	3.7	C	2.2	0.4	1.9	1.5
2005 5 4	2210 3.2	C	3.9	C	3.9	C	1.8	0	2.1	2.1
2005 5 4	2228 43.2	C	4.1	C	4.1	C	2.1	0	2	2
2005 5 4	2255 9.1	D	5.9	D	5.5	D	2.9	0.4	3	2.6
2005 5 5	0107 11.4	D	3.5	C	3.3	C	1.7	0.2	1.8	1.6
2005 5 5	0108 36.6	C	2.7	C	2.8	C	0.4	-0.1	2.3	2.4
2005 5 5	0132 52.5	C	3.8	C	3.7	D	1.6	0.1	2.2	2.1
2005 5 5	0134 36.8	D	4	C	4	D	2.1	0	1.9	1.9
2005 5 5	0204 5.5	C	4.2	C	4.2	D	2.2	0	2	2
2005 5 5	0330 16.3	C	2.9	C	2.7	C	1.1	0.2	1.8	1.6
2005 5 5	0331 49.4	C	3.9	C	3.9			0	3.9	3.9
2005 5 5	0338 22.0	C	4.2	C	4.1	D	1.9	0.1	2.3	2.2
2005 5 5	0341 18.5	C	4.3	C	4.3			0	4.3	4.3
2005 5 5	0343 41.0	D	3.8	D	4	D	1.7	-0.2	2.1	2.3

FECHA	HORA	SBLS (polaridad)	SBLS (t. observado)	RTR (polaridad)	RTR (t. observado)	JUA (polaridad)	JUA (t. observado)	SBLS-RTR	SBLS-JUA	RTR-JUA
2005 5 5	0343 41.0	D	3.8	D	4	D	1.7	-0.2	2.1	2.3
2005 5 5	0425 55.5	C	4.1	D	4	D	1.5	0.1	2.6	2.5
2005 5 5	0528 7.7	D	3.9	C	3.7	D	2.1	0.2	1.8	1.6
2005 5 5	0607 21.2	C	6	C	5.9	D	3.3	0.1	2.7	2.6
2005 5 5	0815 50.0	C	4.1	C	3.9	D	1.6	0.2	2.5	2.3
2005 5 5	0830 8.1	D	3.7	C	3.6	D	1.8	0.1	1.9	1.8
2005 5 5	0831 8.9	D	4	C	3.8			0.2	4	3.8
2005 5 5	0833 55.0	C	4.6	C	4.6			0	4.6	4.6
2005 5 5	0843 23.2	C	3.8	C	3.8	D	1.2	0	2.6	2.6
2005 5 5	0946 57.8	C	3.9	C	3.9	D	1.9	0	2	2
2005 5 5	1010 48.0	D	4.6	D	4.4			0.2	4.6	4.4
2005 5 5	1053 56.1	D	3.9	C	3.8	C	1.7	0.1	2.2	2.1
2005 5 5	1054 42.0	D	3.8	C	3.6			0.2	3.8	3.6
2005 5 5	1106 17.8	D	4	C	3.8	D	1.5	0.2	2.5	2.3
2005 5 5	1151 29.8	C	3.6	C	3	C	2.4	0.6	1.2	0.6
2005 5 5	1217 59.0	C	4	C	4	D	1.7	0	2.3	2.3
2005 5 5	1225 15.8	C	4	C	4	C	1.1	0	2.9	2.9
2005 5 5	1231 20.2	C	4.8	C	4.8	D	0.1	0	4.7	4.7
2005 5 5	1234 17.8	C	5.6	D	4.5	C	1.6	1.1	4	2.9
2005 5 5	1239 42.7	D	3.7	C	3.7	D	1.2	0	2.5	2.5
2005 5 5	1241 53.5	C	4.3	C	4.1	D	1.6	0.2	2.7	2.5
2005 5 5	1256 15.8	C	3.9	C	3.9	C	1.4	0	2.5	2.5
2005 5 5	1305 56.3	D	4.5	C	4.4			0.1	4.5	4.4
2005 5 5	1313 48.5	C	4.3	C	4.2			0.1	4.3	4.2
2005 5 5	1323 27.9	C	3.7	C	3.7	D	1.3	0	2.4	2.4
2005 5 5	1332 6.7	D	4.4	D	4.1	D	1.8	0.3	2.6	2.3
2005 5 5	1426 40.9	C	4.6	C	4.6	D	2.3	0	2.3	2.3
2005 5 5	1429 16.3	C	4.2	C	4.2	C	1.6	0	2.6	2.6
2005 5 5	1920 19.7	D	4.2	D	4.1	D	1.3	0.1	2.9	2.8
2005 5 5	1937 37.7	C	3.9	C	3.8	C	2.1	0.1	1.8	1.7

FECHA	HORA	SBLS (polaridad)	SBLS (t. observado)	RTR (polaridad)	RTR (t. observado)	JUA (polaridad)	JUA (t. observado)	SBLS-RTR	SBLS-JUA	RTR-JUA
2005 5 5	2025 22.1	C	4.1	C	4.2	C	2.4	-0.1	1.7	1.8
2005 5 5	2144 36.3	D	3.8	C	3.8	C	1.5	0	2.3	2.3
2005 5 5	2340 24.7	C	4.4	D	4.1	C	2.7	0.3	1.7	1.4
2005 5 6	0043 10.2	C	3.1	C	3			0.1	3.1	3
2005 5 6	0100 56.3	C	7.1	C	8.3			-1.2	7.1	8.3
2005 5 6	0335 16.3	C	4.8	C	4.5	C	2.1	0.3	2.7	2.4
2005 5 6	0335 58.6	C	4.3	C	3.6	D	1.3	0.7	3	2.3
2005 5 6	0354 41.1	D	3.6	C	3.5	D	1.6	0.1	2	1.9
2005 5 6	0606 35.1	C	4.2	C	4.2	C	2.1	0	2.1	2.1
2005 5 6	0719 33.1	D	4.7	D	4.5			0.2	4.7	4.5
2005 5 6	1106 33.1	C	3.7	C	3.6	D	1.5	0.1	2.2	2.1
2005 5 6	1304 17.6	C	3.8	D	3.7	D	2	0.1	1.8	1.7
2005 5 6	1604 15.9	C	4.2	C	4.1	C	1.7	0.1	2.5	2.4
2005 5 6	1741 43.5	C	4.3	C	4.4	D	1.8	-0.1	2.5	2.6
2005 5 6	1848 11.2	C	4.8	C	4.7			0.1	4.8	4.7
2005 5 6	2250 37.4	D	3.9	C	3.8	C	3.7	0.1	0.2	0.1
2005 5 6	2348 20.8	D	3.7	C	3.6	D	1.6	0.1	2.1	2
2005 5 6	2358 41.7	C	4.4	D	4.3	D	1.5	0.1	2.9	2.8
2005 5 7	0054 30.1	D	3.8	C	3.9	D	1.9	-0.1	1.9	2
2005 5 7	0526 53.2	C	3.9	C	3.8	D	1.9	0.1	2	1.9
2005 5 7	0819 54.9	D	3.5	C	3.3	C	1.2	0.2	2.3	2.1
2005 5 7	0848 44.3	C	4.2	C	4	C	2.2	0.2	2	1.8
2005 5 7	1447 56.6	C	5	C	4.9			0.1	5	4.9
2005 5 7	2217 10.9	D	5.2	C	5	C	2.8	0.2	2.4	2.2
2005 5 8	0630 10.1	C	4	C	3.6	C	2.8	0.4	1.2	0.8
2005 5 8	0857 43.0	C	5.5	C	5.5	D	3.6	0	1.9	1.9
2005 5 8	0942 29.2	C	5	C	4.9			0.1	5	4.9
2005 5 8	1608 46.2	D	5.6	C	5.3	D	2.7	0.3	2.9	2.6
2005 5 8	2016 12.1	C	3.6	C	3.5	D	1.7	0.1	1.9	1.8
2005 5 9	0205 53.4	D	4.1	C	4.1	C	1.9	0	2.2	2.2

FECHA	HORA	SBLS (polaridad)	SBLS (t. observado)	RTR (polaridad)	RTR (t. observado)	JUA (polaridad)	JUA (t. observado)	SBLS-RTR	SBLS-JUA	RTR-JUA
2005 510	0719 25.3	C	4.7	C	4.2	D	1.2	0.5	3.5	3
2005 510	1342 50.4	C	3.7	C	3.4	C	1.7	0.3	2	1.7
2005 510	2243 36.4		5.1	C	5.2			-0.1	5.1	5.2
2005 511	0403 14.9	C	3.5	C	3.5	D	1.3	0	2.2	2.2
2005 511	0405 23.5	C	5.1	C	5.1			0	5.1	5.1
2005 511	0405 56.4	C	3.6	C	3.5	D	1.5	0.1	2.1	2
2005 511	0413 35.5	C	3.9	C	3.9	D	1.7	0	2.2	2.2
2005 511	0524 35.9	C	4.7	C	4.7			0	4.7	4.7
2005 511	0811 55.0	D	3.8	C	3.9	C	1.6	-0.1	2.2	2.3
2005 511	1251 19.4	D	5.2	C	6.6	D	4.3	-1.4	0.9	2.3
2005 511	2024 30.7	C	4	C	3.9	C	2	0.1	2	1.9
2005 512	1031 42.3	C	4.6	C	4.5	C	2.7	0.1	1.9	1.8
2005 512	1049 0.8	D	3.8	C	3.6	C	1.3	0.2	2.5	2.3
2005 512	1750 1.2	D	4.3	C	4.3	D	2.5	0	1.8	1.8
2005 513	0344 21.6	C	4.5	C	3.4			1.1	4.5	3.4
2005 513	1818 0.7	C	3.4	C	3.4	D	1.7	0	1.7	1.7
2005 513	2139 45.5	D	3.8	D	3.6	C	2.2	0.2	1.6	1.4
2005 513	2213 51.4	D	5.4	C	5.3	C	3.3	0.1	2.1	2
2005 514	1824 44.4	C	3.3	C	3.3	D	1.4	0	1.9	1.9
2005 514	1923 15.1	D	3.9	C	3.8	C	2	0.1	1.9	1.8
2005 515	1536 21.8	D	3.9	C	3.8			0.1	3.9	3.8
2005 520	2007 23.6	C	3.5	C	3.4	C	2.1	0.1	1.4	1.3
2005 521	2334 16.7	C	2.2	C	2.2			0	2.2	2.2
2005 523	0501 35.0	D	3.6	C	3.6	D	1.6	0	2	2
2005 524	1927 11.3	D	4.5	C	4.4	C	2	0.1	2.5	2.4
2005 524	1927 49.1	C	3.9	C	3.9	C	1.7	0	2.2	2.2
2005 528	0605 2.9	C	4.1	C	3.9			0.2	4.1	3.9
2005 530	0216 35.8	C	4	C	3.9			0.1	4	3.9
2005 530	0536 5.0	D	2.8	C	2.8			0	2.8	2.8
2005 530	0537 18.7	C	2.9	C	2.8			0.1	2.9	2.8

ANEXO 3

COMPARACIÓN DE LOCALIZACIONES ENTRE LOS TRES PROGRAMAS DE SEISAN 8.0

FECHA	HORA	LATITUD			LONGITUD			PROFUNDIDAD		
		Hypo	Hypo71	Hypinv	Hypo	Hypo71	Hypinv	Hypo	Hypo71	Hypinv
2005 4 1	0941 22.3	13.851	13.853	13.92	-89.737	-89.754	-89.66	10.1	11.6	5
2005 4 6	2029 44.3	13.927	13.94	14.01	-89.793	-89.956	-89.47	15.2	3.5	7.25
2005 4 8	0537 3.8	13.984	13.945	13.98	-89.712	-89.81	-89.75	24	13.4	5.31
2005 4 8	0537 17.3	13.916	13.96	13.94	-89.87	-89.805	-89.77	1.4	4.5	5.3
2005 4 8	0537 1.4	13.955	13.874	14.62	-89.884	-89.843	-89.47	13.4	3.8	4.66
2005 4 8	0554 8.3	13.979	13.986	13.96	-89.754	-89.761	-89.8	13	18.9	4.1
2005 4 8	0602 32.7	13.982	13.979	13.97	-89.761	-89.799	-89.81	6	9.2	4.13
2005 4 8	0603 50.3	13.975	14.022	13.97	-89.772	-89.647	-89.82	7.6	28.1	6.03
2005 4 8	0618 5.2	13.994	13.977	13.94	-89.635	-89.843	-89.91	28.4	12.8	4.66
2005 4 8	1105 10.4	13.981	13.986	13.97	-89.794	-89.821	-89.86	17.4	14.8	4.12
2005 4 8	1111 26.0	13.998	13.986	13.97	-89.728	-89.821	-89.86	18.2	14.8	6.04
2005 4 8	1120 10.6	13.988	13.986	13.98	-89.744	-89.788	-89.81	9	5.5	5.07
2005 4 8	1153 38.4	14.013	14.045	14.08	-89.734	-89.659	-89.83	16.9	22.1	4.63
2005 4 8	1220 39.7	13.992	13.988	13.97	-89.75	-89.796	-89.84	16.4	15.8	6.09
2005 4 8	1253 31.3	14	14.01	13.99	-89.734	-89.76	-89.77	8.6	15.1	6.56
2005 4 8	1329 48.2	13.989	13.979	14.3	-89.71	-89.8	-89.5	16.2	13.8	3.68
2005 4 8	1528 36.2	13.983	13.979	13.97	-89.765	-89.8	-89.83	14.1	13.8	5.02
2005 4 8	1730 41.0	13.97	13.981	14.03	-89.733	-89.747	-89.46	22.6	25.3	3.4
2005 4 8	1731 48.8	13.996	13.975	14.48	-89.733	-89.84	-89.51	21.1	16.8	2.79
2005 4 8	1919 50.7	13.992	13.995	13.98	-89.777	-89.798	-89.81	4.7	6.2	3.47
2005 4 8	1938 9.2	13.98	13.984	13.98	-89.782	-89.801	-89.82	9.3	11.7	4.03
2005 4 8	1941 21.4	13.93	13.9	14.05	-89.54	-89.616	-89.65	10.5	22.8	7.2
2005 4 8	1946 55.7	13.992	13.999	14.79	-89.751	-89.769	-89.5	21	22	4.38
2005 4 8	1955 33.2	13.986	13.981	13.97	-89.778	-89.817	-89.84	15.4	14.5	4.99

FECHA	HORA	LATITUD			LONGITUD			PROFUNDIDAD		
		Hypo	Hypo71	Hypinv	Hypo	Hypo71	Hypinv	Hypo	Hypo71	Hypinv
2005 4 8	2001 32.4	14.027	14.04	13.97	-89.591	-89.558	-89.91	23.8	27.6	6.1
2005 4 8	2002 6.1	13.987	13.986	13.98	-89.769	-89.8	-89.8	7.8	6.5	3.52
2005 4 8	2010 7.4	13.988	14.002	13.97	-89.783	-89.766	-89.84	16.7	23.7	5.52
2005 4 8	2032 12.9	14.018	14.025	14.08	-89.717	-89.717	-89.84	20.1	23.4	4.25
2005 4 8	2101 26.3	13.987	14.003	13.99	-89.766	-89.771	-89.81	1.2	13.5	4.46
2005 4 8	2109 21.7	13.993	14.002	13.98	-89.747	-89.758	-89.79	12.5	19.9	4.39
2005 4 8	2120 59.8	13.994	14	13.99	-89.777	-89.779	-89.81	6.5	12.8	5.04
2005 4 8	2139 22.7	13.996	13.991	13.98	-89.754	-89.79	-89.8	11	5.6	5.06
2005 4 8	2152 59.5	13.995	13.995	13.98	-89.765	-89.787	-89.9	7.6	6.3	4.12
2005 4 8	2339 46.5	13.967	13.965	14.05	-89.788	-89.839	-89.52	12.9	11.7	6.15
2005 4 8	2358 12.9	13.982	13.986	14.02	-89.745	-89.776	-89.94	19.6	21.1	4.6
2005 4 9	0037 28.6	14.012	14.115	13.97	-89.772	-89.684	-89.81	22.5	50	3.85
2005 4 9	0105 21.1	13.992	13.999	13.99	-89.741	-89.757	-89.75	1.5	6.6	9.29
2005 4 9	0150 5.5	13.988	13.991	13.93	-89.559	-89.566	-90.19	12	16.4	3.42
2005 4 9	0159 33.5	14.097	14.115	13.98	-89.637	-89.684	-89.82	61.3	71.1	4.96
2005 4 9	0211 11.1	13.986	13.979	13.96	-89.775	-89.806	-89.87	11.1	2	5.08
2005 4 9	0250 35.9	14.049	14.07	13.97	-89.772	-89.684	-89.83	32.2	36.3	2.7
2005 4 9	0403 4.9	14.03	14.042	13.98	-89.622	-89.647	-89.78	21.7	27	5.59
2005 4 9	0649 45.6	13.988	13.993	14.08	-89.741	-89.708	-89.62	10.6	14.7	1.12
2005 4 9	0917 26.4	14.007	14.007	14.04	-89.647	-89.647	-89.54	1.2	1.5	4.84
2005 4 9	0921 13.4	13.996	13.989	13.98	-89.733	-89.781	-89.74	20	21.2	6.23
2005 4 9	0925 35.8	14.002	13.998	13.96	-89.666	-89.682	-89.85	1	2.1	6
2005 4 9	0931 18.1	13.987	13.987	14.04	-89.708	-89.724	-89.43	19.9	23	6.54
2005 4 9	0949 9.4	13.969	14.022	13.98	-89.739	-89.543	-89.81	23.5	23.2	5.01
2005 4 9	0956 19.5	13.987	13.994	13.97	-89.761	-89.77	-89.82	10.9	16.1	3.47
2005 4 9	0958 41.5	13.976	13.981	13.99	-89.796	-89.801	-89.81	6.3	10.9	2.43
2005 4 9	1003 3.3	13.994	14.02	14.02	-89.777	-89.77	-89.48	4.5	17.2	3.2
2005 4 9	1014 23.9	13.984	13.963	13.98	-89.708	-89.83	-89.8	18	6.4	6.68
2005 4 9	1042 3.3	13.976	13.991	14.08	-89.749	-89.748	-89.46	5.8	12.1	6.11

FECHA	HORA	LATITUD			LONGITUD			PROFUNDIDAD		
		Hypo	Hypo71	Hypinv	Hypo	Hypo71	Hypinv	Hypo	Hypo71	Hypinv
2005 4 9	1042 3.3	13.976	13.991	14.08	-89.749	-89.748	-89.46	5.8	12.1	6.11
2005 4 9	1129 34.3	14.05	14.058	13.96	-89.639	-89.647	-89.9	24.9	26.4	6.32
2005 4 9	1132 46.3	14.03	14.04	13.99	-89.708	-89.684	-89.9	29.2	32.3	5.22
2005 4 9	1245 42.0	14.026	14.018	13.97	-89.726	-89.815	-89.83	25.3	23.3	5.78
2005 4 9	1318 30.4	14	13.988	13.97	-89.741	-89.799	-89.8	19.1	15.9	4.86
2005 4 9	1326 11.3	13.976	14	13.98	-89.77	-89.715	-89.84	11.3	23.8	6.21
2005 4 9	1612 48.4	13.984	13.981	13.98	-89.738	-89.77	-89.84	11.1	11.2	5.25
2005 4 9	1649 29.4	13.988	13.994	14.04	-89.757	-89.8	-89.43	9.4	12.5	5.2
2005 4 9	1716 29.0	13.983	13.988	13.97	-89.78	-89.812	-89.86	9.7	13.1	6.48
2005 4 9	1733 41.6	13.982	13.997	13.95	-89.706	-89.705	-89.86	25.1	28.9	5.01
2005 4 9	1737 56.9	13.981	13.978	13.98	-89.799	-89.85	-89.85	14.5	8.6	2.96
2005 4 9	2016 40.0	13.977	13.968	13.98	-89.769	-89.821	-89.85	20.9	19.8	2.94
2005 4 9	2151 17.7	14	13.992	13.98	-89.79	-89.838	-89.77	17.6	12.6	3.53
2005 410	0054 39.5	14.014	14.018	13.98	-89.667	-89.675	-89.81	19.3	22	2.39
2005 410	0200 24.8	13.987	13.983	13.98	-89.739	-89.782	-89.86	8.2	13	6.11
2005 410	0450 27.2	13.99	14.036	13.97	-89.798	-89.539	-89.9	6.2	2.9	6.65
2005 410	0601 6.9	13.998	13.991	13.98	-89.729	-89.803	-89.82	19.2	17.6	5.15
2005 410	0623 21.0	14.016	14.037	13.98	-89.684	-89.684	-89.8	25.3	26.7	1.35
2005 410	0646 18.4	13.989	13.983	13.97	-89.756	-89.801	-89.87	12.5	11.6	4.92
2005 410	0729 31.6	13.99	13.997	13.97	-89.785	-89.798	-89.86	4.2	8.8	3.13
2005 410	0815 58.7	13.997	14.02	13.98	-89.761	-89.707	-89.85	20.8	27.1	3.06
2005 410	0959 58.9	13.985	13.975	14.03	-89.778	-89.847	-89.49	18.1	12.4	6.11
2005 410	1040 42.2	13.987	13.983	13.97	-89.795	-89.839	-89.84	16.3	12.1	2.57
2005 410	1452 54.5	13.971	13.96	13.97	-89.732	-89.821	-89.84	19.8	15.2	6.12
2005 410	1818 29.8	13.987	13.984	13.97	-89.796	-89.831	-89.81	14.1	12.4	6.18
2005 410	2018 7.5	13.974	13.977	14.04	-89.797	-89.816	-89.5	9.5	11.7	4.3
2005 411	0007 26.9	13.977	13.981	13.96	-89.757	-89.772	-89.82	11.2	14.2	4.88
2005 411	0540 11.2	13.984	13.976	13.98	-89.761	-89.82	-89.8	13	9.3	10.72
2005 411	0600 40.0	13.987	13.99	13.96	-89.744	-89.763	-89.8	16.8	20	4.55

FECHA	HORA	LATITUD			LONGITUD			PROFUNDIDAD		
		Hypo	Hypo71	Hypinv	Hypo	Hypo71	Hypinv	Hypo	Hypo71	Hypinv
2005 411	0600 40.0	13.987	13.99	13.96	-89.744	-89.763	-89.8	16.8	20	4.55
2005 411	0937 52.1	13.997	13.994	13.96	-89.739	-89.765	-89.89	13.5	13	6.23
2005 412	0040 25.7	13.976	13.971	13.96	-89.746	-89.778	-89.84	12.3	12.3	6.26
2005 412	0148 18.8	13.985	13.991	13.97	-89.731	-89.742	-89.86	23.4	27.6	4.99
2005 412	1252 47.6	13.98	13.967	13.96	-89.741	-89.807	-89.91	19	6	6.14
2005 413	0410 30.9	14.001	13.976	13.96	-89.736	-89.842	-89.84	23.1	14.4	6.27
2005 413	0736 7.5	13.986	13.993	14.1	-89.736	-89.739	-89.83	26.1	29	4.87
2005 413	0859 57.0	14.004	14.012	13.97	-89.705	-89.7	-89.82	23.3	25.4	5
2005 413	1905 39.2	14.108	14.134	13.98	-89.674	-89.675	-89.82	12.9	15.4	4.38
2005 414	1733 54.4	13.99	13.992	13.95	-89.753	-89.776	-89.66	14.7	17.8	1.24
2005 416	1708 15.7	14.008	14.017	14.19	-89.688	-89.682	-89.61	19.4	22.7	3.66
2005 419	0852 18.1	13.959	13.961	14.15	-89.667	-89.658	-89.81	2.8	1.4	4.99

ANEXO 4

COMPARACIÓN DE LOCALIZACIONES ENTRE LOS TRES PROGRAMAS DE SEISAN 8.0 PARA MAYO

FECHA	HORA ORIGEN	LONGITUD			LATITUD			PROFUNDIDAD		
		Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse
2005 5 1	0402 44.5	13.922	13.914	13.94	-89.699	-89.74	-89.7	7.5	5.2	7.62
2005 5 1	0900 53.8	14.114	14.147	14.14	-89.567	-89.572	-89.55	3.7	8.4	4.16
2005 5 4	0541 11.8	13.844	13.837	13.92	-89.741	-89.798	-89.67	14.3	9.9	7.5
2005 5 4	0546 50.5	13.831	13.83	13.83	-89.783	-89.804	-89.81	5.2	7.5	4.25
2005 5 4	0609 12.1	13.886	13.903	13.86	-89.641	-89.639	-89.67	17.7	18.7	20.41
2005 5 4	0612 37.9	13.923	13.913	13.85	-89.618	-89.647	-89.75	11.6	14.2	9.73
2005 5 4	0701 5.0	13.885	13.878	13.95	-89.685	-89.722	-89.57	14.7	14.6	14.36
2005 5 4	0704 35.1	13.894	13.896	13.87	-89.628	-89.647	-89.72	11.6	13.5	16.75
2005 5 4	0706 19.9	13.784	13.783	13.82	-89.615	-89.647	-89.81	16	22.3	5.91
2005 5 4	0721 14.8	13.834	13.828	13.82	-89.756	-89.8	-89.81	12.8	6.8	4.35
2005 5 4	0736 2.6	13.833	13.837	13.83	-89.783	-89.798	-89.8	7.1	5.2	9.6
2005 5 4	0754 7.4	13.875	13.738	13.86	-89.743	-89.712	-89.73	6	50	2.67
2005 5 4	0755 38.3	13.872	13.846	13.86	-89.728	-89.695	-89.73	1.7	7.9	0.94
2005 5 4	0757 19.6	13.867	13.856	13.85	-89.724	-89.726	-89.7	3	3.1	13.75
2005 5 4	0758 60.0	13.87	13.866	13.84	-89.686	-89.693	-89.81	6	7.9	6.26
2005 5 4	0800 11.2	13.865	13.858	13.82	-89.763	-89.815	-89.76	4.9	8.8	6.47
2005 5 4	0805 50.9	13.847	13.834	13.84	-89.717	-89.756	-89.8	9.6	6.6	5.07
2005 5 4	0810 18.4	13.87	13.861	13.85	-89.766	-89.806	-89.69	5.2	7.5	1.57
2005 5 4	0812 31.0	13.865	13.861	13.87	-89.673	-89.677	-89.72	6	6.9	9.84
2005 5 4	0813 16.9	13.934	13.861	13.86	-89.667	-89.742	-89.68	11	5.9	8.5
2005 5 4	0813 52.2	13.875		13.83	-89.668		-89.79	8.5		3.04
2005 5 4	0818 8.5	13.869	13.878	13.86	-89.75	-89.756	-89.69	4	6.9	7.94
2005 5 4	0821 24.4	13.861	13.848	13.87	-89.675	-89.644	-89.74	7.7	13.2	3.76
2005 5 4	0825 18.8	13.86	13.872	13.35	-89.697	-89.689	-90.29	6	8.2	16.91
2005 5 4	0828 57.0	13.873		13.9	-89.715		-89.37	11.5		6.27

FECHA	HORA ORIGEN	LONGITUD			LATITUD			PROFUNDIDAD		
		Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse
2005 5 4	0832 41.2	13.729	13.741	13.86	-89.835	-89.755	-89.79	12.6	29.1	1.76
2005 5 4	0838 11.0	13.833	13.819	13.83	-89.727	-89.717	-89.73	13.4	19	2.44
2005 5 4	0840 5.7	13.847	13.858	13.83	-89.718	-89.718	-89.8	6.1	9.8	6.13
2005 5 4	0843 59.9	13.849	13.84	13.82	-89.758	-89.782	-89.75	5.5	6.6	1.67
2005 5 4	0850 57.7	13.859	13.864	13.93	-89.73	-89.741	-89.66	7.6	12.4	5.14
2005 5 4	0852 17.1	13.826	13.826	13.83	-89.787	-89.757	-89.78	4.8	16	4.14
2005 5 4	0858 54.1	13.847	13.843	13.78	-89.756	-89.778	-89.82	5.9	4.2	6.86
2005 5 4	0903 37.5	13.804	13.792	13.85	-89.757	-89.752	-89.78	6.1	15.6	6.01
2005 5 4	0905 14.6	13.877	13.861	13.84	-89.735	-89.749	-89.79	8.5	13.2	2.16
2005 5 4	0907 31.8	13.846	13.84	13.84	-89.761	-89.779	-89.74	5.8	4.9	11.46
2005 5 4	0908 26.9	13.909	13.901	13.86	-89.664	-89.691	-89.72	8.2	9.2	13.45
2005 5 4	0910 18.1	13.887	13.875	13.85	-89.658	-89.692	-89.71	11	12	6.02
2005 5 4	0913 10.0	13.887	13.872	13.86	-89.691	-89.725	-89.78	8.9	9.8	7.79
2005 5 4	0917 41.0	13.862	13.88	13.89	-89.692	-89.649	-89.72	7.7	11.3	4.98
2005 5 4	0919 4.0	13.884	13.891	13.95	-89.735	-89.732	-89.55	9.5	10.8	2.48
2005 5 4	0930 37.5	13.874	13.884	13.88	-89.743	-89.754	-89.75	2.5	6.1	2.25
2005 5 4	0935 47.8	13.852	13.848	13.88	-89.723	-89.744	-89.78	7.2	7.9	5.15
2005 5 4	0939 36.4	13.873	14.003	13.86	-89.751	-88.983	-89.69	3.7	50	15.6
2005 5 4	0942 32.6	13.855	13.844	13.77	-89.712	-89.755	-89.79	5.7	5.7	4.98
2005 5 4	0946 4.1	13.894	13.894	13.92	-89.747	-89.757	-89.63	7.9	5.9	7.03
2005 5 4	0946 50.4	13.879	13.87	13.8	-89.656	-89.685	-89.81	13.5	14.4	4.95
2005 5 4	0949 37.7	13.797	13.8	13.8	-89.777	-89.8	-89.82	5	9.9	6.21
2005 5 4	0950 32.1	13.831	13.822	13.82	-89.74	-89.781	-89.81	11	6.9	6.73
2005 5 4	0953 33.8	13.821	13.786	13.83	-89.78	-89.768	-89.8	4.9	17.9	0
2005 5 4	0959 48.0	13.803	13.777	13.84	-89.793	-89.779	-89.72	4.5	17	3.12
2005 5 4	1008 29.6	13.842	13.839	13.84	-89.737	-89.766	-89.71	13.9	13.7	4.54
2005 5 4	1009 30.8	13.824	13.828	13.8	-89.78	-89.8	-89.81	3.7	1.3	5.02
2005 5 4	1010 22.4	13.854	13.868	13.81	-89.698	-89.706	-89.83	6	7.8	6.43
2005 5 4	1030 4.8	13.856	13.877	13.77	-89.692	-89.681	-89.86	6.2	8.4	4.91

FECHA	HORA ORIGEN	LONGITUD			LATITUD			PROFUNDIDAD		
		Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse
2005 5 4	1036 27.7	13.815	13.772	13.82	-89.781	-89.758	-89.82	4.8	20.2	4.99
2005 5 4	1038 49.8	13.835	13.828	13.82	-89.79	-89.806	-89.71	5	5.7	6.24
2005 5 4	1049 32.0	13.783	13.769	13.85	-89.826	-89.846	-89.75	4.1	9.9	6.66
2005 5 4	1051 14.6	13.832	13.821	13.83	-89.792	-89.77	-89.82	8.9	17.9	2.34
2005 5 4	1052 32.7	13.888	13.89	13.79	-89.682	-89.686	-89.81	7.4	9.6	7.82
2005 5 4	1054 14.9	13.869	13.86	13.75	-89.763	-89.793	-89.64	1.9	0.3	3.07
2005 5 4	1058 33.9	13.825	13.806	13.81	-89.791	-89.768	-89.79	4.7	18.6	6.28
2005 5 4	1100 0.5	13.823	13.811	13.88	-89.768	-89.784	-89.85	8.1	11.7	6.2
2005 5 4	1102 13.9	13.834	13.785	13.85	-89.636	-89.743	-89.79	20.9	22.7	7.13
2005 5 4	1103 47.4	13.829	13.837	13.79	-89.758	-89.773	-89.83	6.2	8.5	4.77
2005 5 4	1108 45.9	13.885	13.894	13.95	-89.801	-89.8	-89.6	7.7	17	3.65
2005 5 4	1111 51.5	13.833	13.809	13.9	-89.819	-89.8	-89.68	6	18.1	24.55
2005 5 4	1116 7.1	13.789	13.774	13.95	-89.781	-89.803	-89.65	14	15.4	3.48
2005 5 4	1118 25.1	13.807	13.768	13.78	-89.791	-89.763	-89.82	9.3	20.4	3.95
2005 5 4	1121 17.8	13.829	13.818	13.94	-89.702	-89.752	-89.44	17	16.5	0.22
2005 5 4	1129 47.2	13.807	13.819	13.91	-89.805	-89.719	-89.69	4.5	22.3	5
2005 5 4	1146 11.8	13.818	13.804	13.84	-89.725	-89.711	-89.81	16.5	21.8	0.54
2005 5 4	1149 43.1	13.804	13.815	13.83	-89.83	-89.834	-89.79	1.5	0.2	6
2005 5 4	1152 1.6	13.8	13.852	13.82	-89.765	-89.796	-89.85	11.2	1.8	3.9
2005 5 4	1155 34.2	13.829	13.832	13.84	-89.78	-89.802	-89.75	5	3.1	10.36
2005 5 4	1202 37.9	13.841	13.838	13.84	-89.756	-89.769	-89.76	7.1	10.4	1.21
2005 5 4	1207 36.9	13.828	13.825	13.86	-89.764	-89.688	-89.77	13.5	24.7	1.77
2005 5 4	1209 45.0	13.863	13.861	13.78	-89.71	-89.717	-89.84	9.7	12.8	5.04
2005 5 4	1211 40.8	13.818	13.694	13.82	-89.744	-89.689	-89.78	1.3	32.7	6.52
2005 5 4	1214 47.1	13.859	13.867	13.93	-89.734	-89.756	-89.63	5.6	3.3	4.99
2005 5 4	1219 20.5	13.8	13.776	13.87	-89.81	-89.815	-89.71	7.5	13.1	4.66
2005 5 4	1222 15.6	13.843	13.846	13.81	-89.745	-89.767	-89.82	5.6	3.7	4.83
2005 5 4	1229 18.9	13.783	13.706	13.84	-89.811	-89.91	-89.82	0.4	7.6	7.28
2005 5 4	1230 22.3	13.842	13.834	13.82	-89.69	-89.699	-89.81	8.1	10.8	5.13

FECHA	HORA ORIGEN	LONGITUD			LATITUD			PROFUNDIDAD		
		Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse
2005 5 4	1235 20.3	13.814	13.8	13.84	-89.771	-89.791	-89.84	13	15.5	4.32
2005 5 4	1242 23.9	13.859	13.846	13.83	-89.843	-89.865	-89.78	3.4	7.3	14.16
2005 5 4	1244 44.0	13.816	13.818	13.88	-89.776	-89.801	-89.85	1	6.1	3
2005 5 4	1250 48.0	13.856	13.839	13.9	-89.809	-89.812	-89.88	9	17.8	4.86
2005 5 4	1300 18.1	13.795	13.79	13.78	-89.647	-89.681	-89.8	0.8	1.2	8.74
2005 5 4	1304 25.1	13.872	13.879	13.82	-89.827	-89.738	-89.8	4.5	26	5.21
2005 5 4	1306 44.4	13.898	13.896	13.84	-89.831	-89.867	-89.81	5.9	13.9	6.07
2005 5 4	1308 13.8	13.803	13.77	13.83	-89.766	-89.759	-89.75	5.1	15.1	15.9
2005 5 4	1311 0.2	13.801	13.809	13.83	-89.753	-89.771	-89.79	8.9	11.7	1.12
2005 5 4	1312 47.8	13.866	13.861	13.84	-89.74	-89.717	-89.78	5.5	13.2	6.36
2005 5 4	1329 42.1	13.848	13.839	13.79	-89.711	-89.743	-89.86	14.5	14.5	5.06
2005 5 4	1332 48.4	13.807	13.808	13.83	-89.729	-89.768	-89.78	12.8	10.4	0.47
2005 5 4	1334 16.2	13.847	13.856	13.81	-89.739	-89.774	-89.81	7.1	1.5	0.3
2005 5 4	1338 16.6	13.808	13.792	13.82	-89.829	-89.841	-89.79	2.7	6.4	6.06
2005 5 4	1352 51.8	13.834	13.823	13.82	-89.76	-89.752	-89.81	3.1	5.8	4.53
2005 5 4	1405 10.9	13.811	13.775	13.81	-89.802	-89.807	-89.83	1.9	10.4	4.93
2005 5 4	1410 51.6	13.847	13.842	13.72	-89.754	-89.787	-89.84	5.4	6.1	4.94
2005 5 4	1417 45.1	13.826	13.813	13.83	-89.767	-89.731	-89.79	12.4	20.9	0.27
2005 5 4	1419 3.4	13.814	13.811	13.82	-89.797	-89.808	-89.83	4.5	11.9	1.46
2005 5 4	1423 38.4	13.713	13.685	13.8	-89.767	-89.777	-89.81	15.5	17.2	3.84
2005 5 4	1424 36.2	13.831	13.837	13.92	-89.768	-89.789	-89.65	4.1	1.3	6.11
2005 5 4	1426 55.1	13.816	13.808	13.84	-89.813	-89.83	-89.72	4.2	5.9	6.53
2005 5 4	1441 0.7	13.804	13.795	13.9	-89.78	-89.804	-89.68	4.7	6.3	7.98
2005 5 4	1443 38.7	13.822	13.829	13.79	-89.768	-89.798	-89.8	5.4	2.1	6.16
2005 5 4	1449 47.1	13.851	13.847	13.81	-89.699	-89.719	-89.77	6.1	9	0.1
2005 5 4	1512 47.2	13.817	13.822	13.81	-89.758	-89.767	-89.79	6	7.6	4.95
2005 5 4	1518 5.4	13.843	13.831	13.78	-89.76	-89.773	-89.81	4.5	4.3	5.04
2005 5 4	1523 15.7	13.82	13.793	13.78	-89.754	-89.747	-89.82	0.4	6.1	4.92
2005 5 4	1524 53.8	13.819	13.79	13.82	-89.772	-89.74	-89.78	4.6	17	5.66

FECHA	HORA ORIGEN	LONGITUD			LATITUD			PROFUNDIDAD		
		Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse
2005 5 4	1540 18.9	13.819	13.811	13.92	-89.777	-89.794	-89.66	6.1	6.2	6.14
2005 5 4	1545 56.1	13.803	13.759	13.82	-89.787	-89.769	-89.76	4.6	18.6	4.99
2005 5 4	1556 7.8	13.846	13.835	13.84	-89.785	-89.783	-89.71	1	4.2	5.01
2005 5 4	1601 23.2	13.849	13.856	13.83	-89.749	-89.715	-89.78	5.4	12.9	5.23
2005 5 4	1607 31.5	13.844	13.836	13.8	-89.759	-89.757	-89.81	2.8	4.7	2.2
2005 5 4	1612 46.9	13.836	13.832	13.82	-89.72	-89.728	-89.8	6.4	8.2	2.32
2005 5 4	1621 49.5	13.84	13.833	13.85	-89.752	-89.773	-89.71	5.5	6.5	9.29
2005 5 4	1630 55.5	13.817	13.775	13.82	-89.784	-89.754	-89.74	3.3	15.8	13.52
2005 5 4	1639 42.8	13.824	13.794	13.82	-89.765	-89.779	-89.8	5.2	12	4.5
2005 5 4	1641 12.2	13.862	13.856	13.8	-89.687	-89.674	-89.76	7.7	12.7	12.33
2005 5 4	1643 46.1	13.843	13.835	13.94	-89.704	-89.724	-89.63	12.9	13.6	5
2005 5 4	1645 54.9	13.834	13.829	13.77	-89.773	-89.791	-89.8	7.7	6.1	4.99
2005 5 4	1700 16.0	13.817	13.807	13.82	-89.719	-89.77	-89.78	13	9.9	4.67
2005 5 4	1713 4.0	13.82	13.794	13.84	-89.808	-89.745	-89.77	2.5	21.4	6.05
2005 5 4	1736 37.1	13.827	13.757	13.75	-89.777	-89.792	-89.86	0	9.5	5.09
2005 5 4	1742 12.7	13.834	13.84	13.94	-89.765	-89.771	-89.62	1.2	3.8	4.98
2005 5 4	1747 35.3	13.857	13.856	13.8	-89.737	-89.749	-89.81	7.9	10.8	0.8
2005 5 4	1758 37.2	13.791	13.754	13.8	-89.832	-89.844	-89.78	0.5	6.2	10.16
2005 5 4	1810 9.0	13.757	13.743	13.84	-89.797	-89.815	-89.79	12.6	13	6.21
2005 5 4	1812 5.9	13.804	13.767	13.85	-89.785	-89.731	-89.75	3.5	20	9.23
2005 5 4	1833 47.1	13.813	13.813	13.79	-89.766	-89.723	-89.88	7.7	15.8	2.04
2005 5 4	1854 7.6	13.864	13.847	13.84	-89.751	-89.756	-89.82	8	14.4	3.68
2005 5 4	1902 14.2	13.854	13.838	13.85	-89.727	-89.695	-89.73	7.6	16.6	7.69
2005 5 4	1912 16.9	13.808	13.775	13.81	-89.837	-89.86	-89.78	2.9	13.8	10.32
2005 5 4	1927 18.9	13.841	13.843	13.8	-89.803	-89.815	-89.81	4.6	8.1	4.77
2005 5 4	1946 51.8	13.799	13.789	13.85	-89.795	-89.719	-89.74	3.5	18.2	6.91
2005 5 4	1953 27.5	13.795	13.788	13.9	-89.65	-89.663	-89.58	0.7	6.7	5.01
2005 5 4	1956 11.2	13.819	13.79	13.82	-89.776	-89.743	-89.77	5.1	18.7	6.51

FECHA	HORA ORIGEN	LONGITUD			LATITUD			PROFUNDIDAD		
		Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse
2005 5 4	2012 18.3	13.765	13.861	13.83	-89.586	-89.734	-89.74	31.3	7.7	7.49
2005 5 4	2030 24.1	13.803	13.795	13.82	-89.559	-89.571	-89.78	21.1	23.9	4.72
2005 5 4	2044 25.9	13.787	13.773	13.75	-89.797	-89.83	-89.86	11.4	8.9	5.82
2005 5 4	2055 33.5	13.831	13.831	13.94	-89.712	-89.728	-89.64	1.2	3.3	6.61
2005 5 4	2058 45.2	13.835	13.829	13.89	-89.756	-89.763	-89.83	7.5	10.4	6.09
2005 5 4	2102 16.3	13.806	13.687	13.83	-89.83	-89.832	-89.78	0	11.7	5.59
2005 5 4	2107 19.5	13.859	13.855	13.81	-89.737	-89.771	-89.8	13.9	13.1	5.84
2005 5 4	2154 30.8	13.856	13.862	13.79	-89.717	-89.712	-89.83	1.2	4.3	3.94
2005 5 4	2206 0.9	13.887	13.884	13.8	-89.759	-89.785	-89.85	7.9	7.6	6.22
2005 5 4	2210 3.2	13.794	13.788	13.82	-89.747	-89.76	-89.8	4.2	5.2	7.42
2005 5 4	2228 43.2	13.843	13.817	13.87	-89.747	-89.787	-89.8	7.4	9	5.44
2005 5 4	2255 9.1	13.859	13.662	13.82	-89.816	-89.901	-89.75	9.9	29.4	3.27
2005 5 5	0107 11.4	13.854	13.862	13.83	-89.721	-89.735	-89.8	6.2	7.6	5.34
2005 5 5	0108 36.6	13.862	13.827	13.79	-89.764	-89.739	-89.81	5.7	1.1	4.57
2005 5 5	0132 52.5	13.871	13.801	13.81	-89.766	-89.821	-89.77	6.6	9.1	4.13
2005 5 5	0134 36.8	13.851	13.828	13.82	-89.769	-89.786	-89.78	8.6	9.4	1.06
2005 5 5	0204 5.5	13.825	13.795	13.83	-89.759	-89.729	-89.81	7.8	4.5	4.11
2005 5 5	0330 16.3	13.834	13.783	13.84	-89.738	-89.768	-89.78	4	4.6	4.33
2005 5 5	0331 49.4	13.807	13.795	13.82	-89.751	-89.733	-89.74	3.9	10.1	16.26
2005 5 5	0338 22.0	13.836	13.825	13.83	-89.771	-89.791	-89.77	6.9	7.3	20.83
2005 5 5	0341 18.5	13.836	13.821	13.83	-89.776	-89.79	-89.78	4.3	5.9	6.12
2005 5 5	0343 41.0	13.82	13.819	13.81	-89.746	-89.761	-89.82	5.5	6	4.84
2005 5 5	0425 55.5	13.839	13.831	13.81	-89.776	-89.806	-89.78	4	2	5.4
2005 5 5	0528 7.7	13.845	13.843	13.91	-89.742	-89.759	-89.63	9	10.7	6.24
2005 5 5	0607 21.2	13.853	13.862	13.89	-89.886	-89.931	-89.83	3.4	18.2	1.9
2005 5 5	0815 50.0	13.837	13.851	13.83	-89.752	-89.771	-89.8	5.4	5.4	1.01
2005 5 5	0830 8.1	13.854	13.854	13.82	-89.744	-89.76	-89.83	5.8	6.6	4.99
2005 5 5	0831 8.9	13.845	13.837	13.81	-89.701	-89.733	-89.78	14.8	14.4	4.22
2005 5 5	0833 55.0	13.794	13.826	13.82	-89.786	-89.763	-89.79	1.1	19	4.22

FECHA	HORA ORIGEN	LONGITUD			LATITUD			PROFUNDIDAD		
		Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse
2005 5 5	0843 23.2	13.838	13.831	13.81	-89.74	-89.749	-89.79	4.3	6	4.36
2005 5 5	0946 57.8	13.856	13.858	13.92	-89.759	-89.772	-89.62	6.7	7.2	4.99
2005 5 5	1010 48.0	13.824	13.813	13.82	-89.788	-89.803	-89.8	7.5	11.1	4.3
2005 5 5	1053 56.1	13.823	13.818	13.82	-89.748	-89.766	-89.8	6.3	7.2	3.75
2005 5 5	1054 42.0	13.829	13.87	13.79	-89.738	-89.641	-89.83	8.3	15	4.83
2005 5 5	1106 17.8	13.839	13.845	13.8	-89.744	-89.762	-89.81	6.3	7.1	4.35
2005 5 5	1151 29.8	13.853	13.772	13.84	-89.77	-89.823	-89.8	5.2	0.8	1.24
2005 5 5	1217 59.0	13.82	13.835	13.85	-89.738	-89.751	-89.69	5.1	5.1	1.97
2005 5 5	1225 15.8	13.89	13.844	13.82	-89.737	-89.759	-89.79	7.2	11.6	3.53
2005 5 5	1231 20.2	13.824	13.81	13.8	-89.783	-89.79	-89.8	0.7	1.6	1.53
2005 5 5	1234 17.8	13.815	13.834	13.88	-89.803	-89.813	-89.7	3.2	3.4	10.54
2005 5 5	1239 42.7	13.833	13.81	13.81	-89.753	-89.771	-89.63	5.1	4.8	3.41
2005 5 5	1241 53.5	13.836	13.831	13.83	-89.776	-89.788	-89.8	3.9	4.4	1.04
2005 5 5	1256 15.8	13.788	13.816	13.82	-89.766	-89.774	-89.79	5.8	5.1	2.92
2005 5 5	1305 56.3	13.793	13.799	13.87	-89.772	-89.654	-89.65	5	21.4	5.69
2005 5 5	1313 48.5	13.827	13.821	13.81	-89.774	-89.792	-89.79	7	7	4.11
2005 5 5	1323 27.9	13.831	13.825	13.82	-89.746	-89.757	-89.79	4.4	5	4.99
2005 5 5	1332 6.7	13.835	13.836	13.82	-89.773	-89.795	-89.83	6.1	6	6.18
2005 5 5	1426 40.9	13.798	13.789	13.81	-89.781	-89.795	-89.79	4.9	3.1	6.91
2005 5 5	1429 16.3	13.836	13.828	13.82	-89.775	-89.791	-89.77	3.5	4.1	5.28
2005 5 5	1920 19.7	13.853	13.839	13.84	-89.777	-89.804	-89.79	3.6	2.3	5.57
2005 5 5	1937 37.7	13.837	13.834	13.81	-89.754	-89.772	-89.8	6.9	10.1	3.29
2005 5 5	2005 53.9	13.849	13.899	13.85	-89.694	-89.647	-89.8	1.1	50	6.81
2005 5 5	2025 22.1	13.828	13.826	13.84	-89.754	-89.773	-89.74	3.7	4.9	4
2005 5 5	2144 36.3	13.855	13.861	13.81	-89.76	-89.771	-89.83	5.2	4.1	2.46
2005 5 5	2340 24.7	13.844	13.858	13.8	-89.718	-89.726	-89.76	5.9	6.5	4.91
2005 5 6	0043 10.2	13.883	13.875	13.92	-89.678	-89.698	-89.62	8.5	9.6	4.99
2005 5 6	0100 56.3	13.676	13.84	13.84	-89.495	-89.625	-89.79	35.7	1.6	1.04

FECHA	HORA ORIGEN	LONGITUD			LATITUD			PROFUNDIDAD		
		Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse
2005 5 6	0335 16.3	13.808	13.797	13.83	-89.812	-89.811	-9.8	1	1.1	5.95
2005 5 6	0335 58.6	13.84	13.847	13.73	-89.755	-89.765	-89.61	4.6	4.8	25.66
2005 5 6	0354 41.1	13.84	13.832	14.07	-89.721	-89.752	-89.75	5.8	8.4	5.46
2005 5 6	0606 35.1	13.783	13.789	13.84	-89.758	-89.798	-89.83	1.9	0.8	4.99
2005 5 6	0719 33.1	13.749	13.729	13.87	-89.731	-89.714	-89.74	11.1	12.8	5.16
2005 5 6	1106 33.1	13.848	13.842	14.05	-89.747	-89.78	-89.56	4.8	6.7	5.1
2005 5 6	1304 17.6	13.846	13.844	13.95	-89.756	-89.771	-89.54	5.9	6.4	3.64
2005 5 6	1604 15.9	13.827	13.84	13.83	-89.772	-89.778	-89.77	2.9	3.7	4.72
2005 5 6	1741 43.5	13.824	13.827	13.92	-89.781	-89.786	-89.67	3.5	4.1	5
2005 5 6	1848 11.2	13.825	13.828	13.81	-89.78	-89.799	-89.79	13	15	4.36
2005 5 6	2250 37.4	13.812	13.816	13.84	-89.724	-89.741	-89.8	7.3	9.6	6.38
2005 5 6	2348 20.8	13.843	13.842	13.8	-89.743	-89.769	-89.8	5.5	6.9	3.93
2005 5 6	2358 41.7	13.833	13.862	14.02	-89.761	-89.803	-89.6	4.5	2	11.86
2005 5 7	0054 30.1	13.82	13.821	13.84	-89.744	-89.76	-89.78	5.7	5.7	5.26
2005 5 7	0526 53.2	13.842	13.823	13.83	-89.759	-89.78	-89.79	7.1	8.2	8.84
2005 5 7	0819 54.9	13.811	13.812	13.87	-89.768	-89.786	-89.63	3.3	3.6	11.6
2005 5 7	0848 44.3	13.832	13.829	13.85	-89.763	-89.781	-89.81	8.9	9.5	5
2005 5 7	1447 56.6	13.801	13.755	13.81	-89.804	-89.844	-89	0.3	5.8	4.65
2005 5 7	2217 10.9	13.811	13.781	13.92	-89.82	-89.851	-89.66	4.6	5.3	5
2005 5 8	0630 10.1	13.88	13.869	13.9	-89.747	-89.759	-89.69	10.9	12.8	8.1
2005 5 8	0857 43.0	13.865	13.814	13.85	-89.79	-89.794	-89.69	14.5	7.7	1.04
2005 5 8	0942 29.2	13.782	13.762	13.84	-89.783	-89.653	-89.72	0.1	21.3	6.86
2005 5 8	1608 46.2	13.742	13.74	13.85	-89.792	-89.907	-89.69	2.3	5.5	6.62
2005 5 8	2016 12.1	13.844	13.838	13.87	-89.73	-89.749	-89.73	6.3	8	7.36
2005 5 9	0205 53.4	13.833	13.827		-89.766	-89.783		7.6	8.2	
2005 5 9	1220 37.7	13.837			-89.744			5.9		
2005 5 10	0123 49.4	13.758	13.833		-89.605	-89.771		18.7	8.9	
2005 5 10	0212 4.4	14.077	13.756		-89.617	-89.607		1	23.9	

FECHA	HORA ORIGEN	LONGITUD			LATITUD			PROFUNDIDAD		
		Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse	Hypo	Hypo71	Hypoinverse
2005 510	0719 25.3	13.851	14.088		-89.777	-89.605		0	1.9	
2005 510	1342 50.4	13.862	13.835		-89.732	-89.804		6.5	1	
2005 510	2243 36.4	14.015	13.863		-89.672	-89.746		17	7.1	
2005 511	0403 14.9	13.864	14.037		-89.722	-89.684		4	16.8	
2005 511	0405 23.5	13.923	13.857		-89.608	-89.728		10.3	4.9	
2005 511	0405 56.4	13.842	13.883		-89.713	-89.674		4.3	17.4	
2005 511	0413 35.5	13.833	13.845		-89.751	-89.721		5.3	4.7	
2005 511	0524 35.9	13.805	13.834		-89.785	-89.767		4.8	6.2	
2005 511	0811 55.0	13.852	13.771		-89.761	-89.775		3.7	17.6	
2005 511	1251 19.4	13.683	13.82		-89.757	-89.785		18.2	4.5	
2005 511	2024 30.7	13.822	13.772		-89.752	-89.762		6.4	3.6	
2005 512	1031 42.3	13.821	13.82		-89.755	-89.773		14.5	8.1	
2005 512	1049 0.8	13.821	13.837		-89.746	-89.791		3.8	9.9	
2005 512	1750 1.2	13.826	13.812		-89.777	-89.813		8.8	2.2	
2005 513	0344 21.6	13.963	13.816		-89.619	-89.785		12.9	12.1	
2005 513	1818 0.7	13.818			-89.72			5.4		
2005 513	2139 45.5	13.838			-89.743			7.5		
2005 513	2213 51.4	13.914	13.999		-89.821	-89.617		4.1	13.1	
2005 514	1824 44.4	13.838			-89.738			4.9		
2005 514	1923 15.1	13.841	13.856		-89.749	-89.768		6.9	7.7	
2005 515	1536 21.8	13.817	13.833		-89.762	-89.709		1	6.1	
2005 520	2007 23.6	13.836	13.858		-89.717	-89.729		6.2	7.3	
2005 521	2334 16.7	13.861	13.865		-89.634	-89.645		7.5	10.1	
2005 523	0501 35.0	13.849	13.946		-89.709	-89.797		5.3	0.1	
2005 524	1927 11.3	13.846	13.859		-89.764	-89.811		9.5	4.7	
2005 524	1927 49.1	13.845	13.851		-89.748	-89.528		5.9	0.1	
2005 528	0605 2.9	13.837	13.831		-89.711	-89.756		14.3	13.7	
2005 530	0216 35.8	13.837	13.833		-89.713	-89.748		13.6	13.9	
2005 530	0536 5.0	13.861	13.857		-89.672	-89.676		6.2	6.8	

ANEXO 5

LOCALIZACIONES CON HYPOCENTER

AÑO	HORA	MINUTO	SEGUNDO	Múltiples Estaciones			Una estación		
				LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD
2005 5 4	7	54	7.4	13.875	-89.743	6	13.957	-91.131	50
2005 5 4	7	55	38.3	13.872	-89.728	1.7	13.814	-89.633	50
2005 5 4	7	57	19.6	13.867	-89.724	3	13.814	-89.633	50
2005 5 4	7	58	60	13.87	-89.686	6	14.058	-89.463	50
2005 5 4	8	0	11.2	13.865	-89.763	4.9	13.802	-89.62	50
2005 5 4	8	10	18.4	13.87	-89.766	5.2	13.735	-89.705	50
2005 5 4	8	18	8.5	13.869	-89.75	4	13.814	-89.633	50
2005 5 4	8	43	59.9	13.849	-89.758	5.5	13.732	-89.716	50
2005 5 4	9	19	4	13.884	-89.735	9.5	13.74	-89.702	50
2005 5 4	9	30	37.5	13.874	-89.743	2.5	13.74	-89.715	50
2005 5 4	9	39	36.4	13.873	-89.751	3.7	13.746	-89.686	50
2005 5 4	10	54	14.8	13.869	-89.763	1.9	13.814	-89.633	50
2005 5 4	14	10	51.6	13.847	-89.754	5.4	13.733	-89.699	50
2005 5 4	16	12	46.9	13.836	-89.72	6.4	13.736	-89.711	50
2005 5 4	22	6	0.9	13.887	-89.759	7.9	13.804	-89.693	50
2005 5 4	22	10	3.2	13.794	-89.747	4.2	13.838	-89.747	50
2005 5 4	22	28	43.2	13.843	-89.747	7.4	13.799	-89.686	50
2005 5 4	22	55	9.1	13.859	-89.816	9.9	13.841	-89.74	50
2005 5 5	1	7	11.4	13.854	-89.721	6.2	13.92	-89.669	50
2005 5 5	1	8	39.5	13.862	-89.764	5.7	13.92	-89.669	50
2005 5 5	1	32	52.5	13.871	-89.766	6.6	13.92	-89.669	50
2005 5 5	1	34	36.8	13.851	-89.769	8.6	13.92	-89.669	50
2005 5 5	2	4	5.5	13.825	-89.759	7.8	13.92	-89.669	50
2005 5 5	3	30	16.3	13.834	-89.738	4	13.92	-89.669	50
2005 5 5	3	38	22	13.836	-89.771	6.9	13.92	-89.669	50
2005 5 5	3	43	41	13.82	-89.746	5.5	13.838	-89.732	50
2005 5 5	4	25	55.5	13.839	-89.776	4	13.842	-89.754	50

AÑO	HORA	MINUTO	SEGUNDO	Múltiples Estaciones			Una estación		
				LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD
2005 5 5	5	28	7.7	13.845	-89.742	9	13.86	-89.756	50
2005 5 5	6	7	21.2	13.853	-89.886	3.4	13.86	-89.708	50
2005 5 5	8	15	50	13.837	-89.752	5.4	13.837	-89.753	50
2005 5 5	8	30	8.1	13.854	-89.744	5.8	13.851	-89.76	50
2005 5 5	8	43	23.2	13.838	-89.74	4.3	13.867	-89.743	50
2005 5 5	9	46	57.8	13.856	-89.759	6.7	13.843	-89.743	50
2005 5 5	10	53	56.1	13.823	-89.748	6.3	13.92	-89.669	50
2005 5 5	11	6	17.8	13.839	-89.744	6.3	13.92	-89.669	50
2005 5 5	11	51	29.8	13.853	-89.77	5.2	13.845	-89.752	50
2005 5 5	12	17	59	13.82	-89.738	5.1	13.837	-89.758	50
2005 5 5	12	25	15.8	13.89	-89.737	7.2	13.847	-89.747	50
2005 5 5	12	31	20.2	13.824	-89.783	0.7	13.826	-89.749	50
2005 5 5	12	34	17.8	13.815	-89.803	3.2	13.865	-89.698	50
2005 5 5	12	39	42.7	13.833	-89.753	5.1	13.835	-89.701	50
2005 5 5	12	41	53.5	13.836	-89.776	3.9	13.853	-89.695	50
2005 5 5	12	56	15.8	13.788	-89.766	5.8	13.805	-89.76	50
2005 5 5	13	23	27.9	13.831	-89.746	4.4	13.843	-89.761	50
2005 5 5	13	32	6.7	13.835	-89.773	6.1	13.854	-89.738	50
2005 5 5	14	26	40.9	13.798	-89.781	4.9	13.828	-89.738	50
2005 5 5	14	29	16.3	13.836	-89.775	3.5	13.842	-89.746	50
2005 5 5	19	20	19.7	13.853	-89.777	3.6	13.836	-89.761	50
2005 5 5	19	37	37.7	13.837	-89.754	6.9	13.838	-89.753	50
2005 5 5	20	25	22.1	13.828	-89.754	3.7	13.846	-89.759	50
2005 5 5	21	44	36.3	13.855	-89.76	5.2	13.846	-89.746	50
2005 5 5	23	40	24.7	13.844	-89.718	5.9	13.816	-89.709	50
2005 5 6	3	35	16.3	13.808	-89.812	1	13.875	-89.656	50
2005 5 6	3	54	41.1	13.84	-89.721	5.8	13.843	-89.75	50
2005 5 6	6	6	35.1	13.783	-89.758	1.9	13.857	-89.745	50
2005 5 6	11	6	33.1	13.848	-89.747	4.8	13.736	-89.709	50

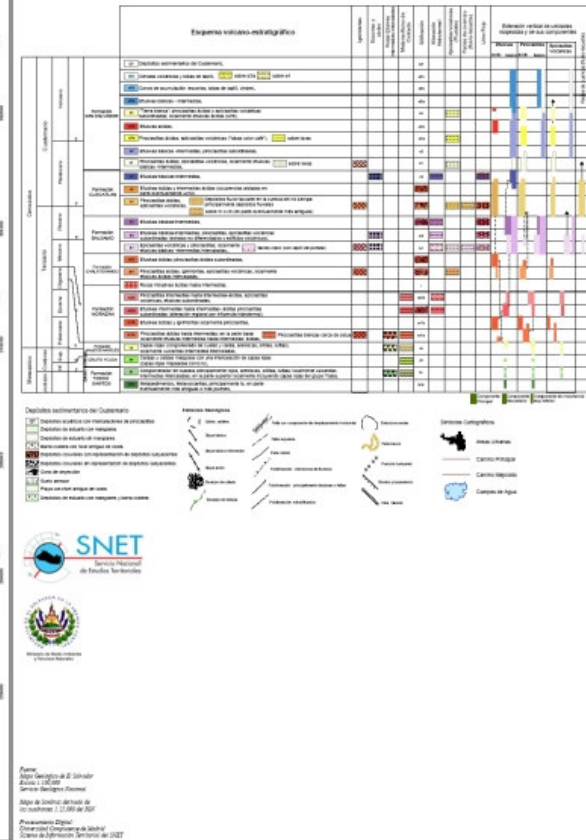
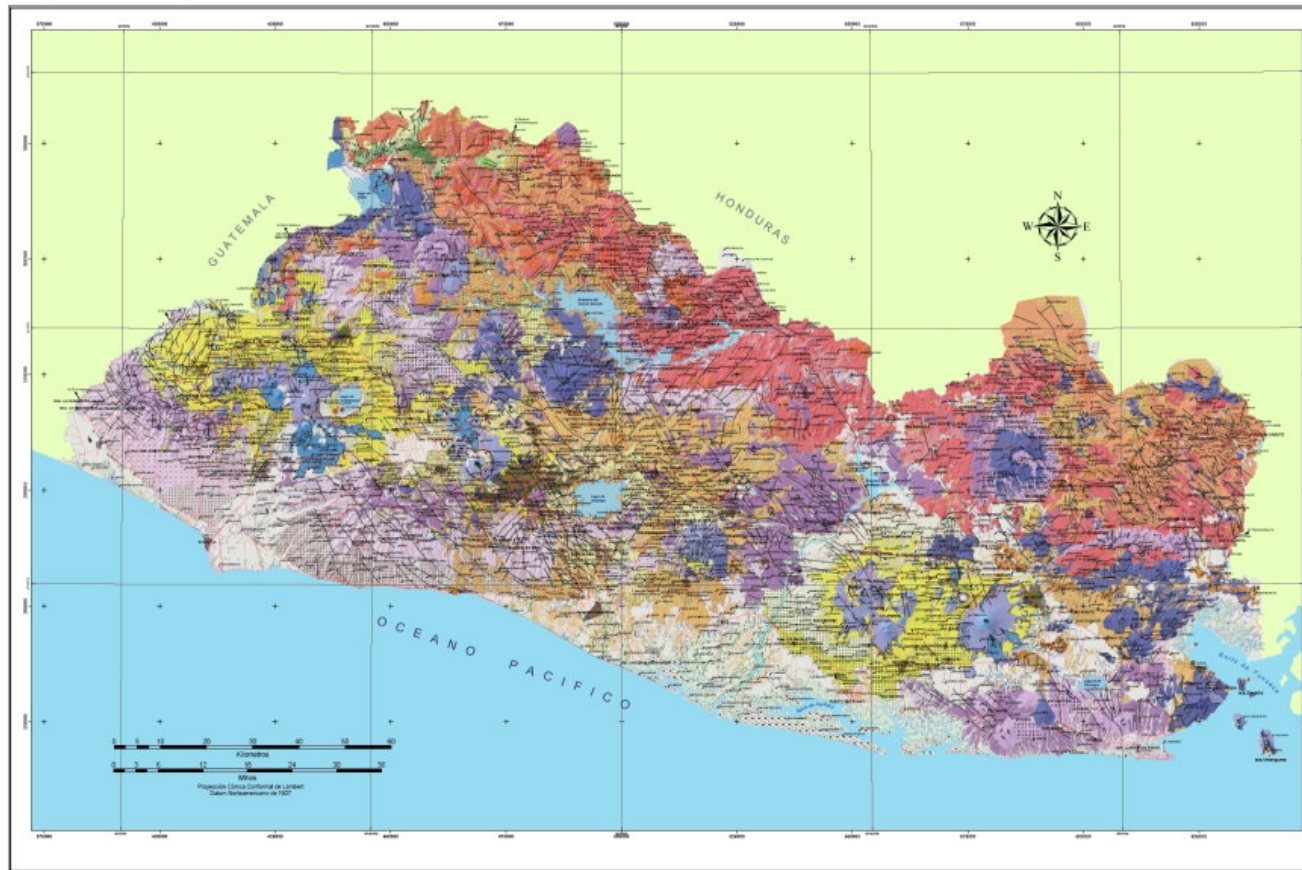
AÑO	HORA	MINUTO	SEGUNDO	Múltiples Estaciones			Una estación		
				LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD
2005 5 6	13	4	17.6	13.846	-89.756	5.9	13.844	-89.751	50
2005 5 6	16	4	15.9	13.827	-89.772	2.9	13.844	-89.751	50
2005 5 6	17	41	43.5	13.824	-89.781	3.5	13.832	-89.73	41
2005 5 6	22	50	37.4	13.812	-89.724	7.3	13.842	-89.771	50
2005 5 6	23	48	20.8	13.843	-89.743	5.5	13.838	-89.757	50
2005 5 7	0	54	30.1	13.82	-89.744	5.7	13.848	-89.745	50
2005 5 7	5	26	53.2	13.842	-89.759	7.1	13.92	-89.669	50
2005 5 7	8	19	54.9	13.811	-89.768	3.3	13.845	-89.776	50
2005 5 7	8	48	44.3	13.832	-89.763	8.9	13.842	-89.716	50
2005 5 7	22	17	10.9	13.811	-89.82	4.6	13.84	-89.746	50
2005 5 8	6	30	10.1	13.88	-89.747	10.9	13.923	-89.672	50
2005 5 8	8	57	43	13.865	-89.79	14.5	13.844	-89.736	50
2005 5 8	16	8	46.2	13.742	-89.792	2.3	13.836	-89.749	50
2005 5 8	20	16	12.1	13.844	-89.73	6.3	13.865	-89.698	50
2005 5 9	2	5	53.4	13.833	-89.766	7.6	13.841	-89.75	50
2005 5 10	7	19	25.3	13.851	-89.777	0	13.844	-89.725	50
2005 5 10	13	42	50.4	13.862	-89.732	6.5	13.92	-89.669	50
2005 5 11	4	3	14.9	13.864	-89.722	4	13.842	-89.745	50
2005 5 11	4	5	23.5	13.923	-89.608	10.3	13.841	-89.749	50
2005 5 11	4	5	56.4	13.842	-89.713	4.3	13.891	-89.773	50
2005 5 11	4	13	35.5	13.833	-89.751	5.3	13.847	-89.751	50
2005 5 11	8	11	55	13.852	-89.761	3.7	13.822	-89.733	50
2005 5 11	12	51	19.4	13.683	-89.757	18.2	13.843	-89.754	50
2005 5 11	20	24	30.7	13.822	-89.752	6.4	13.836	-89.748	50
2005 5 12	10	31	42.3	13.821	-89.755	14.5	13.839	-89.744	50
2005 5 12	10	49	0.8	13.821	-89.746	3.8	13.852	-89.749	50
2005 5 12	17	50	1.2	13.826	-89.777	8.8	13.845	-89.742	50
2005 5 13	18	18	0.7	13.818	-89.72	5.4	13.827	-89.646	50
2005 5 13	21	39	45.5	13.838	-89.743	7.5	13.846	-89.725	50
2005 5 13	22	13	51.4	13.914	-89.821	4.1	13.876	-89.779	50

AÑO	HORA	MINUTO	SEGUNDO	Múltiples Estaciones			Una estación		
				LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD
2005 5 14	18	24	44.4	13.838	-89.738	4.9	13.841	-89.746	50
2005 5 14	19	23	15.1	13.841	-89.749	6.9	13.854	-89.664	50

ANEXO 6

MAPA GEOLOGICO DE EL SALVADOR

Mapa Geológico de El Salvador



Glosario de Algunos Términos Comunes usados en este estudio.

Aftershock: (Réplicas)

Es un temblor que sigue después del movimiento más grande y que se origina en o cerca de la zona de ruptura del primer terremoto. Generalmente los terremotos grandes son seguidos por replicas, las cuales decrecen con el tiempo.

Amplitud:

Es la máxima altura de la cresta de una onda sísmica.

Amenaza:

Objeto o situación que pueda causar daños o lesiones de gravedad.

Acelerograma (*accelerogram*).-

Dícese al registro de la aceleración en función del tiempo. Puede ser analógico (analogue accelerogram) si el acelerograma es producido por un Acelerógrafo óptico-mecánico y Digital (Digital accelerogram) si el acelerograma esta en forma de valores numéricos tiempo-aceleración, obteniendo de acelerógrafo digital.

Acelerografo (*ACCELEROGRAPH*).-

Instrumento que registra la aceleración del suelo en función del tiempo en el campo cercano.

Atenuación (*Attenuation*).-

Descripción de la energía sísmica con la distancia desde la fuente sísmica.

Azimut de falla (*Strike*).-

Angulo que forma la traza de una falla en la superficie con el norte geográfico y puede variar entre 0° a 360° en el sentido horario.

buzamiento (*Dip*).-

Angulo de máxima inclinación que forma el plano de falla con la horizontal.

Caída de esfuerzos (*Stress drop*).-

Reducción súbita de los esfuerzos a través de un plano de falla durante la ruptura. Diferencia entre los esfuerzos de corte actuando en el plano de falla antes y después de un terremoto.

Ciclo sísmico (*Seismic cycle*).-

Define el periodo de tiempo entre la ocurrencia de terremotos sucesivos en una fuente sismogénica (falla) y los procesos físicos que generan estos terremotos.

Cinturón o Franja sísmica:

Es una zona prolongada donde hay actividad sísmica. Por ejemplo el cinturón del Pacífico, el Mediterráneo, las Rocky Mountain en Estados Unidos. Alrededor del 60% de los terremotos ocurren en el cinturón sísmico del Pacífico.

Corteza:

La capa exterior delgada de la superficie de la Tierra, cuyo espesor promedio es de 10 kilómetros bajo los océanos y de 50 kilómetros bajo la corteza continental. Ésta es la única capa de la Tierra que los humanos realmente hayan visto.

Deslizamiento:

Es un movimiento abrupto de tierra y rocas en una pendiente en repuesta a la fuerza de gravedad. Los deslizamientos pueden ser ocasionados por un terremoto u otro fenómeno natural. Los deslizamientos bajo el mar pueden causar Tsunamis.

Enjambre de terremotos:

Una serie de temblores menores, que no han sido identificados como temblores importantes y que ocurren en determinado momento y lugar.

Epicentro:

Es el punto exacto en la superficie que se localiza sobre el hipocentro de un sismo.

Escala modificada de Mercalli:

La escala de Mercalli, fue modificada para adaptarse a las condiciones de Norte América. Es una escala compuesta por 12 niveles de intensidad que van desde los movimientos imperceptibles hasta los fuertes y destructores, y que son designados con números romanos. Esta escala no tiene una base matemática sino que se clasifica mediante la observación de efectos.

Escala de Richter:

Es el sistema utilizado para medir las potencias de un terremoto. Fue propuesto por Charles Richter en 1935 como manera de clasificar los terremotos. Está compuesta por una colección de fórmulas matemáticas.

Estación sismográfica:

Es un sitio en donde uno o más sismógrafos son monitoreados.

Falla:

Punto débil en la corteza terrestre y manto superior donde el material rocoso presenta rupturas y deslizamientos. Las fallas son causadas por terremotos y éstos, a su vez ocurren en fallas preexistentes.

Fase:

Es el comienzo de un desplazamiento u oscilación en un sismograma indicando la llegada de un tipo diferente de onda.

Foco:

El punto dentro de la Tierra en donde se origina el primer movimiento de un terremoto y sus ondas elásticas.

Foreshock (Movimiento precursor):

Un temblor pequeño que normalmente precede a un terremoto más grande desde segundos hasta semanas antes y que se origina en o cerca de la zona de ruptura del terremoto más grande.

Hipocentro:

El sitio calculado donde se localiza el foco de un sismo dentro de la tierra.

Hora de llegada:

Es el momento en que una señal sísmica llega al detector.

Intensidad:

Es la medida de los efectos de un terremoto en un lugar determinado, en la población humana, estructuras y (o) la propia tierra. La intensidad en un punto no solo depende de la magnitud del terremoto, sino también de la distancia del terremoto al punto y la geología local de ese punto.

Intervalo de recurrencia:

Es el tiempo aproximado entre los terremotos de una área específica y activamente sísmica.

Latitud:

Es la localización de un punto al norte o al sur del Ecuador. La latitud se muestra en un mapa o globo como líneas con dirección Este-Oeste y paralelas al Ecuador.

Límite de placa:

Es el lugar donde dos o más placas se encuentran en la corteza terrestre.

Llegada o arribo:

La aparición de la energía sísmica en una estación sísmica.

Longitud:

Es la localización de un punto al este o al oeste según el meridiano de Greenwich. La longitud es mostrada en un mapa como líneas con dirección Norte-Sur .

Magnitud:

Es la medida de potencia de un terremoto o extracción de energía liberada por este, y determinada por la observación sismográfica. Este es un valor logarítmico determinado por la escala de Richter (1935). Un incremento de una unidad de magnitud (por ejemplo desde 4.6 a 5.6) representa un incremento de 10 en la amplitud de onda en un sismograma, o aproximadamente un incremento de 30 en la energía acumulada. En otras palabras, un terremoto de magnitud 6.7 alcanza 900 veces (30 veces 30) la energía de un terremoto de 4.7, o toma 900 terremotos de magnitud 4.7 para igualar la energía que alcanza uno de 6.7. Esta escala no tiene inicio ni limite. Sin embargo, la mecánica de rocas parece evitar temblores menores de un

grado o tan grandes como de 9.5. Un sismo de magnitud -1 libera cerca de 900 veces menos energía que un sismo de magnitud 1. Con excepción de circunstancias especiales, los sismos con magnitud menor que 2.5 no son sentidos por los humanos.

Manto:

Es la capa de roca que se encuentra entre la corteza y el núcleo exterior de la tierra. Tiene aproximadamente 2900 kilómetros de espesor y es la capa más grande de la tierra.

Microterremoto:

Es un terremoto con magnitudes de 2 grados o menos en la escala de Richter.

Microsísmico:

Es un movimiento continuo de la Tierra y que no esta relacionado con un sismo y de corta duración con un período de 1 a 9 segundos; es producido por una gran variedad de agentes naturales y artificiales.

Ondas de cuerpo:

Se le llama así a la onda que se propaga a través del interior de la tierra. Por ejemplo: las ondas P y S.

Ondas P:

Es la onda primaria, longitudinal, que no gira sobre sí misma, que empuja, presiona, se dilata, compresiona, es una onda que jala y empuja. La onda P son rápidas y llegan a las estaciones antes que las ondas S, u ondas

secundarias. Estas ondas traen energía a través de la Tierra en forma longitudinal, moviendo partículas en una misma dirección, y sentidos por los humanos como un "bang" o un "thump" (zumbido)

Ondas S:

Son ondas secundarias, rotacionales, tangenciales, distorsionales o de corte. Viajan en forma transversal a la dirección de movimiento. Estas ondas llevan la energía a través de la tierra con un patrón complejo de ondas transversales; van viajando mas despacio que las ondas P, normalmente en un terremoto tienen mayor amplitud que las ondas P. No viajan por fluidos, aire, agua o rocas fundidas, por lo tanto no pueden viajar por el núcleo exterior, que es líquido.

Período:

Es el tiempo que transcurre entre dos crestas sucesivas de ondas sísmicas.

Placa:

Es una enorme sesión que forma la corteza terrestre. Las placas están en continuo movimiento.

Placas tectónicas:

Es la teoría que dice que la capa terrestre y el manto superior (litosfera) se dividen en segmentos o placas un poco rígidas, pero que se mueven constantemente.

Primera llegada:

La primera señal registrada que se atribuye a una onda sísmica que viaja desde la fuente sísmica.

Peligrosidad sísmica (*seismic hazard*).-

Define la probabilidad de que haya un movimiento fuerte de cierta intensidad en un lugar dentro de un periodo de tiempo especificado.

Precursores (*foreshocks*).-

Terremotos de magnitud pequeña que anteceden a un terremoto de magnitud elevada. Sin embargo, esto no ocurre con regularidad para ser utilizado como un modo de predecir terremotos grandes.

Saturación instrumental (*clipping*).-

Perdida de información en los extremos de un registro sísmico cuando la amplitud del mismo excede el límite del registrador o la máxima deflexión del galvanómetro.

Sismógrafo de banda ancha (*broad-band seismograph*).-

Sismógrafo que tiene su respuesta casi constante en un rango amplio de frecuencias, entre 0.08 - 10 Hz.

Terremoto intermedio (*intermediate earthquake*)

Terremoto cuyo foco se localiza a una profundidad entre 60-350 km.

Terremoto local (*local earthquake*).

Define a los terremotos que ocurren a distancias menores a 1000 km.

Terremoto profundo (*deep earthquake*)

Terremoto cuyo foco se localiza a una profundidad mayor a 350 km. y donde el material esta sometido a altas presiones y temperaturas no siendo probable ser explicado en términos de una simple fractura.

Terremoto superficial (*Shallow earthquake*).

Terremoto cuyo foco se localiza a una profundidad menor a 60 km. y están asociados directamente a los movimientos relativos de los lados de una falla y a veces pueden ser observadas en superficie.

Reflejar:

Retroceder o devolverse desde una superficie.

Refracción:

Cambio de dirección o salto entre capas.

Señal-ruido-porcentaje:

Es la comparación entre la amplitud de la señal sísmica y la amplitud del ruido causado por el desorden del instrumento sísmico o otras causas que no tienen que ver con un sismo.

Sísmico:

Todo lo que tenga que ver con terremoto.

Sismicidad:

Es la actividad de un terremoto o la actividad sísmica.

Sismograma:

Grabación escrita de un terremoto que se hace en un sismógrafo.

Sismógrafo:

Es un instrumento que grava los movimientos de la tierra en especial durante los terremotos.

Sismólogo:

Es un científico que estudia los terremotos.

Sismometría:

Es la parte instrumental de la sismología.

Subducción:

Es el proceso por medio del cual una capa de la litosfera colisiona con otra y es forzada a descender debajo de la otra hacia el manto terrestre.

Superficie terrestre:

Es el valor dado a la profundidad debajo la superficie de una media esferoidal. La media esferoidal es una especie de aproximación uniforme a la verdadera forma de la tierra. La profundidad no está hecha con un ajuste exacto entre el esferoide y la profundidad real de la tierra. Por ejemplo la profundidad mínima que se ha dado es de cero kilómetros, pero debajo del monte Everest (8848 mts) puede llegar a los -6 kilómetros de profundidad y todavía quedan dos kilómetros debajo del suelo. En otro caso, una profundidad de 10 kilómetros será 1 kilometro mas arriba de la depresión debajo del piso oceánico (depresión de Challenger) la cual tiene 11033 metros y que se encuentra en las Fosa de las Marianas en el Océano Pacífico.

Terremoto:

Es el movimiento de la tierra, ocasionado por el movimiento súbito de las rocas que se encuentran bajo la superficie de la Tierra.

Terremoto grande:

Es un terremoto que llega a tener una magnitud de 7 a 7.99 en la escala de Richter.

Tiempo de viaje:

Es el tiempo que se requiere para que una onda viaje desde la fuente sísmica hasta un punto de observación.

Zona de subducción:

Es una zona extensa con una placa que desciende con relación a la otra por ejemplo el descenso de la placa de Nazca bajo de la Placa de Sudamérica, a lo largo de fosa Perú-Chile, o el descenso de la placa de Cocos bajo la placa Caribe.

Zona de ruptura:

Es el área en la tierra donde ocurren las fallas durante el terremoto. Para temblores muy pequeños esta zona podría tener agujeros pero en caso de un gran terremoto la zona de ruptura se podría extender varios cientos de kilómetros a lo largo y algunos kilómetros a lo ancho.

Zona sísmica:

Es una región donde se sabe que ocurren los terremotos o sismos.

Zonificación sísmica (*Seismic zoning*):

Mapa de una región que indica áreas donde el nivel de peligrosidad sísmica es casi constante o donde se exigen los mismos criterios para el diseño sismorresistente