

**Centro de Investigación Científica y de
Educación Superior de Ensenada**



**Análisis de Parámetros Sísmicos de la Sísmicidad Previa al
Sismo de Armería, Colima, del 21 de Enero de 2003 (M_w 7.4)**

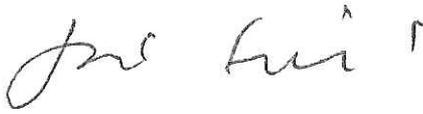
**TESIS
MAESTRIA EN CIENCIAS**

VICTOR HUGO MARQUEZ RAMIREZ

ENSENADA BAJA CALIFORNIA, MEXICO NOVIEMBRE DE 2006

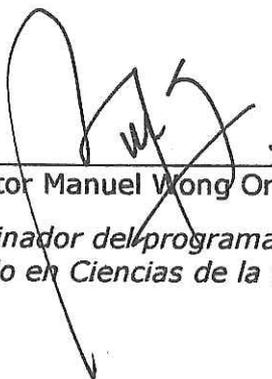
TESIS DEFENDIDA POR
Víctor Hugo Márquez Ramírez
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

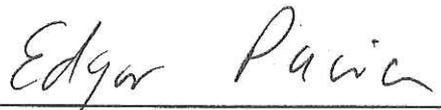

Dr. Fidencio Alejandro Nava Pichardo
Director del Comité


M.C. José Douglas Frez Cárdenas
Miembro del Comité


M.C. Francisco Suárez Vidal
Miembro del Comité


Dr. Modesto Ortiz Figueroa
Miembro del Comité


Dr. Víctor Manuel Wong Ortega
*Coordinador del programa de
posgrado en Ciencias de la tierra*


Dr. Edgar Gerardo Pavía López
Director de Estudios de Posgrado

21 de noviembre de 2006

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**Análisis de parámetros sísmicos de la sismicidad previa al sismo de Armería,
Colima, del 21 de enero de 2003 ($M_w=7.4$)**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

VÍCTOR HUGO MÁRQUEZ RAMÍREZ

Ensenada, Baja California, México, Noviembre de 2006.

RESUMEN de la tesis de **VÍCTOR HUGO MÁRQUEZ RAMÍREZ**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS EN CIENCIAS DE LA TIERRA CON ORIENTACIÓN EN SISMOLOGÍA Ensenada Baja California, México. Noviembre de 2006.

ANÁLISIS DE PARÁMETROS SÍSMICOS DE LA SISMICIDAD PREVIA AL SISMO DE ARMERÍA, COLIMA, DEL 21 DE ENERO DE 2003 ($M_w = 7.4$)

Resumen aprobado por:



Dr. Fidencio Alejandro Nava Pichardo
Director de Tesis

Fue analizada la sismicidad, ocurrida de 1999 a 2003, previa al sismo de Armería, del 21 de enero de 2003 ($M_w 7.4$) con objeto de buscar cambios en los parámetros sísmicos precursores a dicho sismo. Para el análisis del periodo completo se utilizó el catálogo de la Red Sismológica del Estado de Colima (RESCO), que lista fecha, hora, latitud, longitud, profundidad y magnitud de coda, de 3458 eventos para el periodo estudiado. Para el periodo 2002 y 2003 fueron, además, analizadas las series de tiempo de velocidad de 1356 sismos registrados por RESCO.

Para el catálogo completo, se estudió la variación espacio-temporal de la sismicidad y de las distribuciones epicentrales, así como su dimensión fractal. Para la magnitud de coda, se estudió el comportamiento temporal de magnitud, magnitud media y magnitud equivalente; también se estudió la variación del valor b de Gutenberg-Richter así como del sesgo y de la curtosis de los histogramas de magnitud. Con base en estas mediciones, fueron definidos los siguientes indicadores: β_b , que combina la diferencia entre b , medida únicamente sobre el rango lineal de la distribución de Gutenberg-Richter, y b_0 , medida sobre todo el histograma, con la disminución en b ; κ_N que combina aumentos en la curtosis con disminución del número de sismos; y el estimador de a fractalidad f que mide el error en el ajuste lineal normalizado por la extensión del rango de linealidad.

Para 2002 y 2003, además de lo anterior, fueron estudiadas variaciones en los parámetros espectrales de fuente: frecuencia de esquina f_c y nivel de amplitud a bajas frecuencias Ω_0 ; además de otros parámetros basados en éstos, como momento sísmico M_0 , caída de esfuerzo $\Delta\sigma$ y esfuerzo aparente $\eta\sigma$.

Los resultados muestran que, para intervalos de 160 días, ocurrieron cambios menores en magnitud media y magnitud equivalente, y cambios significativos con claras tendencias que abarcan los tres intervalos que preceden inmediatamente al sismo en el valor b , en la fractalidad y en el sesgo y la curtosis. Estos cambios son enfatizados por β_b , f y κ_N ; y podrían ser identificables unos 80 a 160 días antes del sismo por monitoreo apropiado.

Los parámetros de fuente f_c y Ω_0 presentan, respectivamente, aumento y disminución que inician unos 20 a 25 días antes del sismo principal. Ambas cantidades alcanzan valores extremos 15 días antes del sismo de $3.1 s_f$ y $-2.83 s_\Omega$, donde s_f es la desviación estándar de f_c y s_Ω la de Ω_0 . Cabe mencionar que durante el resto del año f_c y Ω_0 no sobrepasaron dos desviaciones estándar. Posteriormente a sus valores extremos, ambos parámetros invierten su comportamiento hasta el momento de la ocurrencia del sismo principal. Este comportamiento podría ser un premonitor de corto plazo, ~10 a 15 días, significativo.

Resta determinar si los cambios observados son privativos del sismo en cuestión o si son observables para sismos en otros lugares y otros entornos tectónicos. Ante la existencia continuada de una vacancia sísmica (*gap*) en la región de estudio, se recomienda continuar en ésta la observación de los parámetros e indicadores estudiados.

Abstract : Premonitores sísmicos, sismicidad, Colima.

ABSTRACT of the thesis of **VÍCTOR HUGO MÁRQUEZ RAMÍREZ**, presented as a partial requirement to obtain the **MASTER IN SCIENCES** degree in **EARTH SCIENCES WITH ORIENTATION IN SEISMOLOGY**. Ensenada Baja California, México. November 2006.

ANALYSIS OF SEISMIC PARAMETERS OF THE SEISMICITY PREVIOUS TO THE JANUARY 21 2003, ARMERÍA, COLIMA, EARTHQUAKE ($M_W = 7.4$)

We analyzed the seismicity, occurred from 1999 to 2003, previous to the January 21, 2003, Armería, Colima earthquake ($M_W 7.4$) to search for changes in the seismic parameters which could be precursors to the above mentioned earthquake. For the analysis of the complete period, we used the Red Sismológica del Estado de Colima (RESCO) catalogue, which lists date, hour, latitude, longitude, depth, and coda magnitude for 3458 events over the studied period. Also, for the 2002 to 2003 period velocity time series for 1356 earthquakes recorded by RESCO were analyzed.

For the complete catalog, we studied the spatio-temporal variation of seismicity and of the epicentral distributions, as well as their fractal dimension. For the coda magnitude, we studied the temporal behavior of magnitude, mean magnitude and equivalent magnitude; also studied was the variation in the Gutenberg-Richter b -value, as well as the bias and curtosis of the magnitude histograms. Based on these measures we defined the following indicators: β_b which combines the difference between b , measured over the linear range of the Gutenberg-Richter distribution only, and b_0 , measured over the whole histogram, with the decrease in b ; κ_N which combines increase in kurtosis with decrease in the number of earthquakes; and the afracality estimator f which measures the linear fitting error normalized by the extent of the linearity range.

Besides the above mentioned analysis, for 2002 and 2003 we studied variations in the source spectral parameters: corner frequency f_c and amplitude level at low frequencies Ω_0 ; plus other parameters based on them, such as seismic moment M_0 , stress drop $\Delta\sigma$, and apparent stress $\eta\sigma$.

Our results show, for intervals of 160 days, minor changes in mean magnitude and equivalent magnitude, and significant changes with clear trends over the three intervals preceding the main event for the b -value, bias and kurtosis. These changes are emphasized by β_b , f , and κ_N ; they could be identifiable some 80 to 160 days before the earthquake through appropriate monitoring.

The source parameters f_c and Ω_0 feature, respectively, increase and decrease starting some 20 to 25 before the main earthquake. Both quantities attain extreme values 15 days before the earthquake of $3.1 s_f$ and $-2.83 s_\Omega$, where s_f is the standard deviation for

f_c and s_Ω that for Ω_0 . It should be mentioned that, over the rest of the year f_c y Ω_0 did not go above two standard deviations. After attaining their extreme values, both parameters reverse their behavior until the time of the main event. This behavior could be a significant short-term, ~10 to 15 days, precursor.

It remains to determine whether the observed changes are particular to the studied earthquake or whether they can be observed for earthquakes from some other places and tectonic environments. In view of the continued presence of a seismic gap in the studied region, we recommend the continued observation in it of the studied parameters and indicators.

Keywords: Seismic precursors, seismicity, Colima

DEDICATORIA

A toda mi familia, en especial a mis padres, Rogelina y Vidal, y hermanos, Alicia y Joel, por su amor y apoyo en cualquier momento.

Muy especial a los amores de mi vida Juliana y Samuel (que está por llegar). La vida está compuesta de sucesos importantes y yo estoy a días de experimentar uno que no tiene igual (la llegada de mi Samuel).

AGRADECIMIENTOS

A Dios por la vida misma.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el apoyo otorgado para hacer mi maestría.

Alejandro Nava, por ser mi asesor y sobretodo un buen amigo, a quien estoy completamente agradecido por su apoyo y comprensión en todo momento y por supuesto por compartir toda su experiencia y conocimiento conmigo.

A mis sinodales, M.C. José Frez, M.C. Francisco Suárez y Dr. Modesto Ortiz, por sus invaluable consejos y comentarios sobre mi tesis.

A todos mis compañeros y amigos. Por miedo de olvidar a alguien (ya que soy muy malo para recordar nombres) prefiero no listarlos, pero recuerden que todos por igual forman parte de la familia Márquez-Estrada. De manera muy especial a los que me soportaron como cohabitante: Neptalí, Diana, Yecenia, Gina, Tomas, Carlos y Héctor.

A mis profesores y todos los investigadores de la División de Ciencias de la Tierra, de manera especial al Dr. Alejandro Nava, Dr. Luis Munguía, M.C. José Frez, M.C. Francisco Suárez, Dr. Raúl Castro, Dr. Luis Delgado, Dr. Bodo Weber, Dr. Víctor Wong, Dr. Carlos Flores y Dr. Antonio Vidal, por compartir su experiencia y conocimiento conmigo.

A los colegas de RESCO.

A todo el personal técnico y administrativo de la división y de manera muy especial a Martha E. Barrera.

A todos los compañeros del Rocodromo, en especial a Juan y todo su familia.

Al Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE).

CONTENIDO

I	INTRODUCCIÓN	1
I.1	Motivación	1
I.2	Objetivo	3
I.3	Antecedentes	3
I.3.1	Rasgos sismo-tectónicos de la región	3
I.3.2	Sismo de Armería Col. ($M_W = 7.4$) del 21 de enero de 2003	6
I.3.3	Red sismológica del Estado de Colima	8
I.3.3.1	Historia	8
I.3.3.2	Series de tiempo y su procesamiento	9
II	METODOLOGÍA	11
II.1	Localización	11
II.1.1	Hypo71 vs. Disloca	12
II.1.2	Estimación de incertidumbre, por cobertura	13
II.2	Parámetros Sísmicos	14
II.2.1	Parámetros de fuente: frecuencia de esquina (f_c), amplitud espectral a bajas frecuencias (Ω_0) y sus derivados	14
II.2.2	Parámetros Estadísticos	16
II.2.2.1	Valor de b de la relación Gutenberg-Richter	16
II.2.2.2	Sesgo y Curtosis	18
II.2.3	Dimensión fractal	19
III	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	22
III.1	Estimación de error en localización	22
III.2	Catálogo RESCO 99-03	23
III.2.1	Sismicidad	23
III.2.2	Parámetros estadísticos	32
III.2.2.1	Distribución de magnitudes: <i>valor b</i> , sesgo y curtosis	33
III.2.2.1.1	Valor b	35
III.2.2.1.2	Sesgo y Curtosis	40
III.2.2.2	<i>Dimensión fractal</i>	43
III.3	Parámetros de la fuente	49
IV	CONCLUSIONES	54
V	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	57
	APÉNDICE A1	61

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Región de estudio y marco tectónico de la zona occidente de México (modificada de Núñez-Cornú <i>et al.</i> , 2004)	4
2	Región de estudio y zona de ruptura de los sismos recientes	5
3	Sismos previos en el área (1) 1995/10/09 M 8.0; (2) 2000/03/06, M_w 5.3; 2001/04/29, M 5.8; (4) 2001/05/08, M 5.4; (5) 2001/05/19, M 6.3. Epicentros reportados para el sismo del 2003: (estrella) RESCO; (a) SSN; (b) NEIC/USGS; (c) CMT. Localización de replicas reportada por RESCO para las primeras 72 horas. CG Gap de Colima (Núñez-Cornú <i>et al.</i> 2004)	7
4	Estaciones sismológicas de RESCO	9
5	Respuesta de velocidad de las estaciones de RESCO	10
6	Distribución de estaciones, las estaciones portátiles están indicadas por círculos y las de RESCO por rombos.	12
7	Espectro de desplazamiento teórico (Brune 1970)	14
8	Distribución epicentral a) catálogo reportada por RESCO para el periodo 1999-2003 previo al evento del 21 de enero de 2003, b) subcatálogo, $M \geq 3$ y sismicidad delimitada por el polígono.	24
9	a) Proyección paralelo a la costa (X') y b) Proyección perpendicular a la costa (Y'). X' y Y' corresponden a las coordenadas epicentrales de la figura 8b rotadas -30° .	27
10	Tiempo vs. a) Profundidad b) Proyección paralelo a la costa c) Proyección perpendicular a la costa.	29
11	(a) número de eventos por día y promedio diario (2.3) (b) número de eventos cada 30 días y el promedio (69.2). La línea, vertical no discontinua, marca el día en que ocurrió el evento principal ($M_w = 7.4$) y las discontinuas los eventos listados en la Tabla III	30
12	Análisis en tiempo de la magnitud y magnitud equivalente. Se muestra: la magnitud de cada evento (M), el promedio ($\langle M \rangle$) y la magnitud equivalente (M_{EQ}) a dos Δt , a) 90 y b) 120 días.	32
13	Número acumulativo de sismos del catálogo de RESCO. La línea recta representa la relación G - R.	34
14	Número de muestras tomadas con $\Delta t = 160$. En la parte superior se muestra la longitud de cada muestra y el número correspondiente	35
15	Histogramas acumulativos y relación G-R. La línea continua representa el ajuste por mínimos cuadrados y la discontinua por máxima verosimilitud.	36

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
16	<i>Valor b</i> en el tiempo. Mínimos cuadrados (b_{LS}) y máxima verosimilitud (b_{ML}), b es la determinación hecha sobre el rango de ajuste lineal y b_0 al ajuste hecho sobre toda la muestra.	38
17	Índice β_b , Máxima verosimilitud (ML) y mínimos cuadrados (LS)	40
18	Histogramas de magnitud, de cada una de las muestras. El número que se observa en cada histograma corresponde al número de muestra.	41
19	Tiempo vs. Número total de eventos (Tot), número de eventos con magnitud moda (Mx), magnitud moda (Mm), magnitud promedio ($\langle M \rangle$), sesgo (ξ), curtosis (κ), desviación estándar (s) y curtosis dividida por el numero total de eventos al cuadrado (κ_N), correspondiente a cada una de las muestras analizadas	42
20	Ajuste lineal, rango de fractalidad y dimensión fractal, por el método de correlación.	45
21	Dimensión fractal D_2 , rango de mejor ajuste lineal [r_1, r_2] (km), RMS del ajuste ε_{RMS} , y estimación de a fractalidad f . Método de correlación.	46
22	Ajuste lineal, rango de fractalidad y dimensión fractal, por el método de conteo de cajas.	47
23	Dimensión fractal D , rango de mejor ajuste lineal [r_1, r_2] (km), RMS del ajuste ε_{RMS} , y estimador de a fractalidad f , para el método de conteo de cajas.	48
24	f_c (a) y Ω_0 (b) versus tiempo; la línea delgada corresponde a los valores individuales para cada sismo y la línea gruesa al promedio sobre 10 días; el intervalo de diez días se ilustra en la parte superior. La línea vertical discontinua representa el día cuando ocurre el sismo principal; las líneas horizontales indican el valor medio y éste $\pm 1\sigma$.	50
25	$\Delta\sigma$ (a) y $\eta\sigma$ (b) versus tiempo; la línea delgada corresponde a los valores individuales para cada sismo y la línea gruesa al promedio sobre 10 días; el intervalo de diez días se ilustra en la parte superior. La línea vertical discontinua representa el día cuando ocurre el sismo principal; las líneas horizontales indican el valor medio y éste $\pm 1\sigma$.	52

Lista de Tablas

Tabla		Página
I	Parámetros de fuente del sismo de Armería Colima, del 21 de enero de 2003 (Núñez-Cornú <i>et al.</i> , 2004)	6
II	Modelo de velocidades	10
III	Estadística de las diferencias hipocentrales y epicentrales	23
IV	Eventos con $M \geq 5$, ocurridos durante el periodo analizado.	26
V	Valores máximos y mínimos, de los parámetros de fuente	51

I INTRODUCCIÓN

I.1 Motivación

Martes 21 de enero de 2003, 20:06 h, tiempo local (22 de enero de 2003, 02:06 GMT) Armería, Colima. Justo después de ver una muy buena serie de televisión (*Los Simpson*), decidí tomar una refrescante ducha, que en Colima antes de dormir es justo y necesario. Tomé una toalla y entré en mi pequeño pero acogedor baño, abrí la llave del agua, dejé que corriera un poco el chorro de agua, y en ese momento el piso se me movió, pero sólo fue un brinco. Pensé que eso había sido todo, pero cuál fue mi sorpresa al ver que inmediatamente después, no sólo el piso del baño sino toda la casa comenzó a moverse fuertemente. Era difícil mantenerse en pie, la obscuridad me envolvió; no sé cómo tomé la toalla y salí a la calle, donde permanecí hasta que el movimiento cesó. Después, entré tranquilamente a buscar una lámpara y ropa para no andar de exhibicionista por las calles. En realidad, fui muy afortunado; mi casa no sufrió daños y, sobre todo, en mi familia no hubo lesionados.

Muchas de las personas alcanzadas por las ondas de este sismo no fueron tan afortunadas. Esa noche se obscureció el estado de Colima, no sólo por la falta de luz (la única luz que se veía era la que emitían los carros), sino también por la incertidumbre que se apoderó de toda persona. En las calles se escuchaba gente gritando y corriendo desesperada, intentando llegar a su casa, esperando ver que toda su familia estuviera bien. Muchas personas, después de ver que su familia estaba bien y segura, salieron a las calles a auxiliar a los menos afortunados. En esos momentos todos tuvieron en mente brindar ayuda, eso y no más, sin importar si conocían a quien ayudaban o no.

Esta es mi experiencia personal del sismo de Armería, Colima. ($M_w=7.4$) del 21 de enero de 2003. Este sismo ocasionó la muerte de 21 personas, y dejó a 15,000 familias sin hogar (Singh *et al.*, 2003).

Indudablemente, las desgracias y los daños hubieran sido menores si hubiera habido más preparación tanto de infraestructura como de capacidad de reacción de los organismos públicos y de las personas. Una buena preparación requiere de información confiable acerca del peligro y del riesgo sísmico locales, que nos puede brindar la sismología.

Desafortunadamente, existen pocas personas, en México muy pocas, que dedican sus esfuerzos a la sismología, en cualquiera de sus líneas de interés, y el número de sismólogos que orienta sus investigaciones al problema de la evaluación del peligro sísmico y el pronóstico de sismos es aún menor.

Es por lo anterior que el presente trabajo se aboca al estudio de la sismicidad previa al sismo mencionado, en busca de características que permitan reconocer a los preeventos sísmicos, definidos como sismos que ocurren antes de un sismo grande y se asocian con éste debido a su proximidad espacial y temporal.

Este tipo de estudios ha sido intentado previamente en distintas partes del mundo con resultados ambiguos (*e.g.* Enescu y Ito, 2001; Hainzl *et al.*, 2000; Main, 1996; Smith, 1981; Keilis *et al.*, 1980; Vere-Jones, 1978; Papazachos, 1975, entre otros); sin embargo, dado que contamos con datos de muy buena calidad que hacen posible explorar una amplia gama de aspectos sismológicos, creemos que es importante intentar el análisis en este caso, puesto que cualquier resultado, positivo o negativo, sería de gran valor para la evaluación del peligro sísmico en esta u otras regiones.

I.2 Objetivo

Explorar la existencia o ausencia de características de la actividad sísmica previa al sismo de Armería, Colima del 21 de enero de 2003, posiblemente asociadas con la próxima ocurrencia de éste.

I.3 Antecedentes

I.3.1 Rasgos sismo-tectónicos de la región

La región de estudio se encuentra ubicada en el occidente de México (Figura 1). En esta región las placas oceánicas Rivera y Cocos han estado subduciendo bajo la placa continental de Norteamérica (Figura 1) en la llamada Trinchera Mesoamericana en cuya zona de Benioff ocurren los sismos de gran magnitud que han afectado al país.

Producto de la subducción es el complejo volcánico cuaternario formado por el Volcán Nevado y el Volcán de Fuego de Colima, que se elevan a 4,300 y 3,860 metros sobre el nivel del mar, respectivamente. Ambos volcanes forman parte del Cinturón Neovolcánico Mexicano.

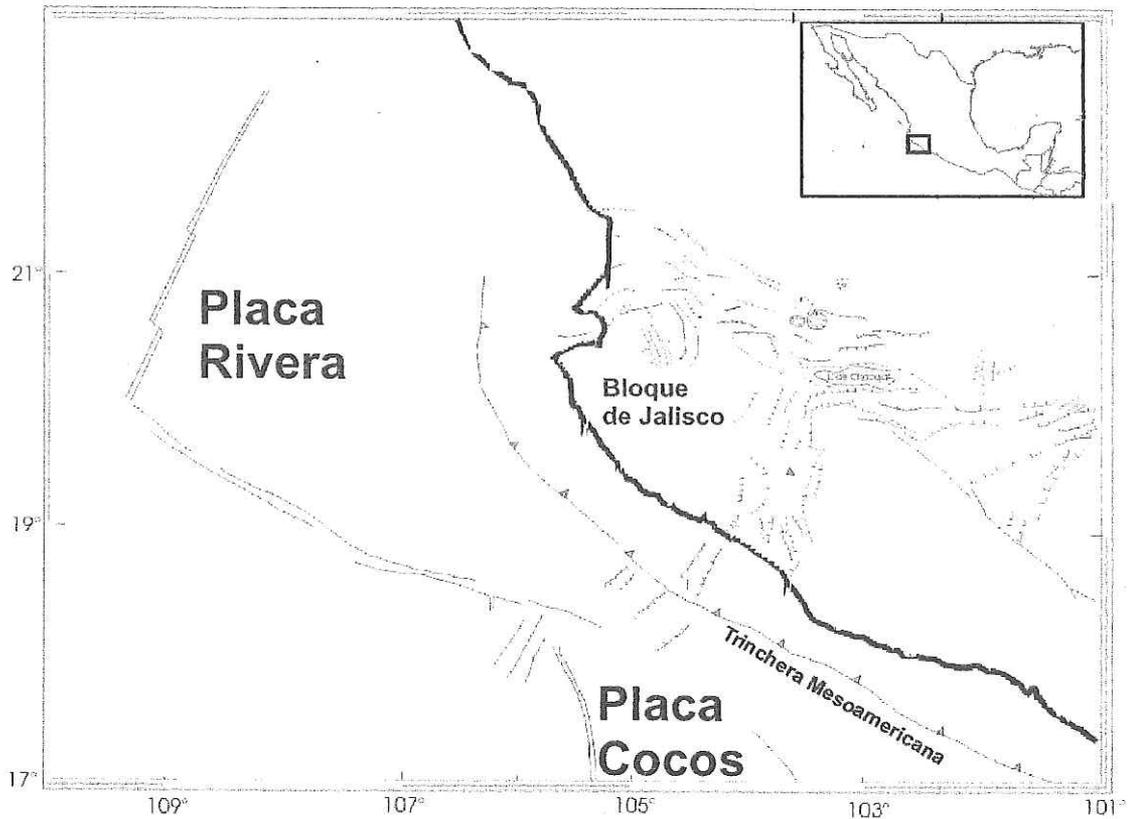


Figura 1. Región de estudio y marco tectónico de la zona occidente de México (modificada de Núñez-Cornú *et al.*, 2004)

Las placas de Cocos y de Rivera forman el piso oceánico del Pacífico oriental y, de acuerdo con Bandy *et al.*, (1995), la velocidad de subducción entre las placas Rivera-Norteamérica y Cocos-Norteamérica cerca de la costa de Colima es de aproximadamente 5 cm/año.

Durante los pasados 100 años, el Estado de Colima ha sido afectado por grandes sismos: 3 de Junio de 1932, Ms 8.2; 18 de Junio de 1932, Ms 7.8; 22 de Junio de 1932, Ms 7.0; 30 de Enero de 1973, Mw 7.6; 9 de Octubre de 1995, Mw 8.0 (Singh *et al.*, 2003). Los

eventos del 3 y 18 de Junio de 1932 causaron grandes daños en los estados de Colima y Jalisco. El evento del 22 de Junio de 1932 provocó un gran tsunami, conocido como *La Ola Verde*, en la costa de Cuyutlán (Figura 2). El evento del 9 de Octubre de 1995 causó muchos daños en el municipio de Manzanillo Col. (Figura 2)

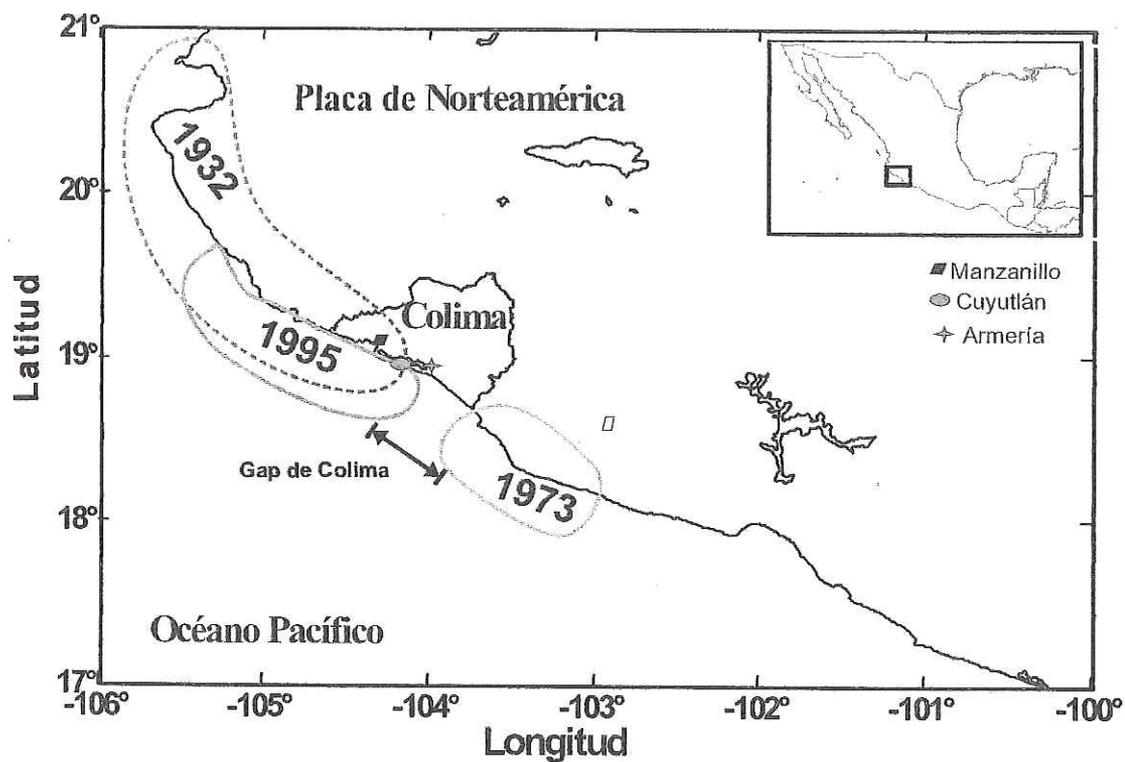


Figura 2. Región de estudio y zona de ruptura de los sismos recientes.

La Figura 2 muestra las zonas de réplicas de los grandes sismos que han afectado recientemente al estado de Colima. La zona de réplicas de los sismos del 3 y 18 de Junio de 1932 fueron estimadas por Singh *et al.*, (1985), la zona del sismo de 1973 fue reportada por

Reyes *et al.*, (1979) y la zona del sismo de 1995 por Pacheco *et al.*, (1997). Según la teoría de gaps sísmicos (Fedotov, 1965), las zonas sísmicas que no han sufrido la ruptura causada por un sismo de gran magnitud en muchos años son más propensas a romper en un gran sismo. Con base en esta teoría del gap sísmico, podría esperarse un gran sismo entre las zonas de ruptura de los eventos de 1973 y 1995 (Figura 2)

1.3 2 Sismo de Armería Col. (Mw=7.4) del 21 de Enero de 2003

El 22 de Enero de 2003 el Estado de Colima fue afectado por un fuerte sismo (Mw 7.4), que provocó severos daños en los principales centros urbanos de la región (Singh *et al.*, 2003; Núñez-Cornú *et al.*, 2004; Yagi *et al.*, 2003). En un primer reporte, Singh *et al.* (2003) ubicaron el sismo entre las zonas de ruptura de los eventos de 1973 y 1995, por lo que sugerían que el evento había roto el gap de Colima. Posteriormente Núñez-Cornú *et al.* (2004) con base en el análisis de las primeras 72 horas de réplicas, concluyeron que sus resultados no apoyaban la hipótesis de la ruptura del gap de Colima (Figura 3).

Tabla I. Parámetros de fuente del sismo de Armería Colima, del 21 de enero de 2003 (Núñez-Cornú *et al.*, 2004)

Instituto	Lat(N)	Long(W)	Prof	Mag	Mo(N-m)	Strike	Dip	Rake
RESCO	18.625°	-104.125°	10 km					
SSN	18.60°	-104.22°	9.3 km	M _e 7.6				
USGS	18.84°	-103.82°	24 km	M _w 7.8	1.2 x 10 ²⁰	267°	8°	50°
CMT	18.77°	-103.89°	32 km	M _w 7.4	1.62 x 10 ²⁰	305°	17°	103°
Yagi	18.625°	-104.125°	20 km	M _w 7.4	1.45 x 10 ²⁰	300°	20°	93°

La Tabla I muestra los parámetros de fuente reportados por diferentes instituciones. La Figura 3 muestra las localizaciones reportadas en la Tabla I para el sismo del 21 de

enero de 2003 y los sismos de magnitud mayor a 5 que ocurrieron en la zona de estudio después del evento de 1995.

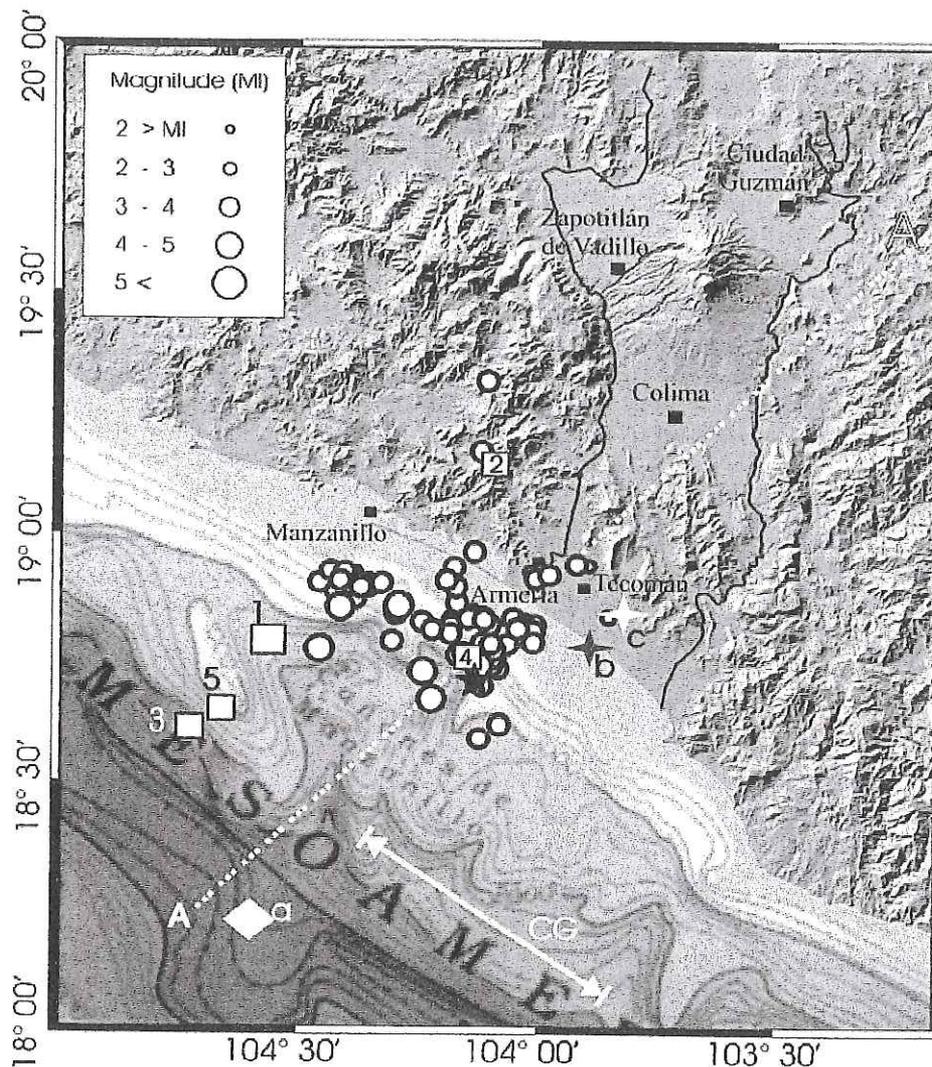


Figura 3. Sismos previos en el área (1) 1995/10/09 M 8.0; (2) 2000/03/06, M_w 5.3; 2001/04/29, M 5.8; (4) 2001/05/08, M 5.4; (5) 2001/05/19, M 6.3. Epicentros reportados para el sismo del 2003: (estrella) RESCO; (a) SSN; (b) NEIC/USGS; (c) CMT. Localización de réplicas reportada por RESCO para las primeras 72 horas. CG Gap de Colima (Núñez-Cornú *et al.*, 2004)

I. 3. 3 Red sismológica del estado de Colima

I. 3. 3. 1 Historia

En 1984, la Universidad de Colima creó al Centro de Investigación en Ciencias Básicas (CICBAS) con el propósito de fomentar la investigación en el área de las ciencias físicas. Por ese tiempo, el Servicio Sismológico Nacional (SSN) intentaba instalar una estación sismológica en las cercanías de la ciudad de Colima con el fin de vigilar la actividad del Volcán de Fuego. Este proyecto fue planteado al CICBAS con la finalidad de obtener apoyo para la operación y mantenimiento de la estación planeada. El CICBAS no sólo aceptó con mucho interés colaborar con el SSN, sino que propuso varios proyectos para estudiar conjuntamente la actividad sísmica del Estado de Colima y, en particular, para monitorear la sismicidad asociada al volcán. Los investigadores: M. en C. Gabriel Reyes Dávila, M. en C. Gilberto Ornelas Arciniega, M. en C. Jorge Preciado Velasco y Dr. Guillermo Castellanos del CICBAS ofrecieron su colaboración al M. en C. Zenón Jiménez, entonces jefe del SSN, para instalar la estación sismológica de Colima. En 1985, el SSN propuso al CICBAS colocar el sensor en el cerro La Cumbre que se encuentra a 7 kilómetros al sureste de la ciudad de Colima y a 30 kilómetros del Volcán de Colima. El primero de diciembre de 1985 entró en operación la estación sismológica COL (Colima). Desde entonces, la red sismológica ha generado importantes datos para el estudio sísmico de la región.

I. 3. 3. 2 Series de tiempo y su procesamiento

Las estaciones sismológicas de RESCO (Figura 4) constan de un sismómetro de componente vertical (Ranger SS-1) con periodo libre de 1.02 s y de un registrador consistente en: amplificador, filtros analógicos y emisor de radio que transmite la señal sísmica en forma analógica a la estación central de adquisición. En la Figura 5 se muestra la respuesta instrumental (velocidad) aproximada de las estaciones de RESCO. En la estación central, la señal es graficada con tinta sobre papel y también digitalizada a razón de 100 muestras por segundo con 16 bits de resolución para su almacenamiento, procesamiento y análisis fuera de línea.

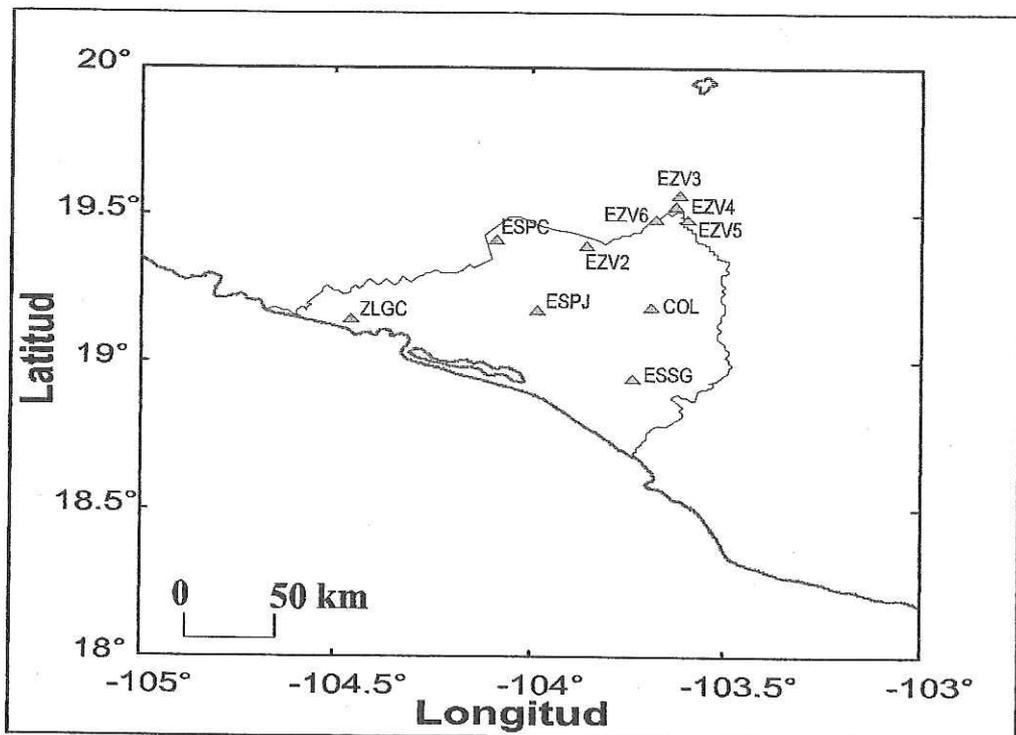


Figura 4. Estaciones sismológicas de RESCO.

Los eventos registrados por RESCO son procesados rutinariamente en la estación central. Se determina los tiempos de arribo de las ondas P y S con programas del paquete PC-Suds para Windows (Banfill 2002) y, con dichos tiempos se procede a la localización mediante el programa Hypo71 (Lee y Lahr, 1978) utilizando el modelo de velocidades mostrado en la Tabla II.

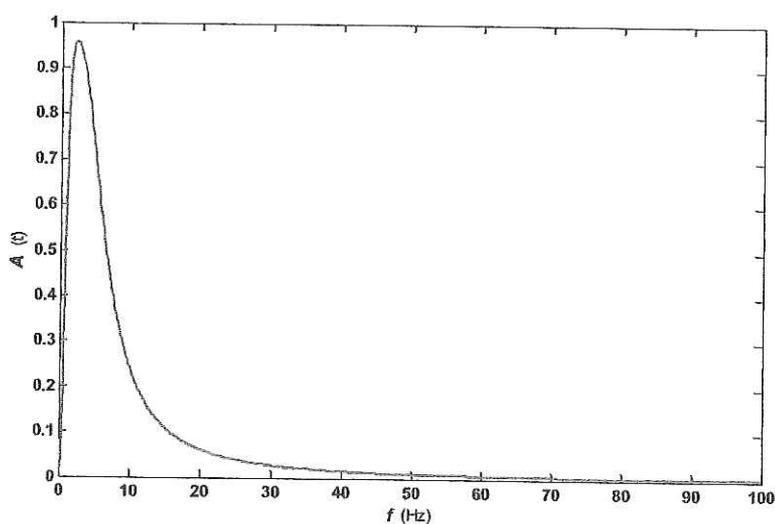


Figura 5. Respuesta de velocidad de las estaciones de RESCO.

Tabla II. Modelo de velocidades.

Vp (km/s)	Z (km)
2.6	0.0
4.6	0.5
5.8	6.0
6.0	12.0
7.5	23.0

II METODOLOGÍA

II. 1 Localización

Varios de los análisis del presente trabajo están directamente relacionados con la localización epicentral, por lo que es necesario estimar las incertidumbres en localización para determinar si las localizaciones (relativas) del catálogo son lo suficientemente confiables para que su análisis sea significativo.

En el catálogo utilizado en el presente trabajo no están documentadas dichas incertidumbres y no fue posible conseguirlas. Para obtener una aproximación de las incertidumbres en localización y, así poder estimar errores, se realizó dos pruebas mencionadas en los puntos siguientes.

Es importante tener en cuenta que, para los análisis hechos en el presente trabajo, son relevantes solamente las localizaciones relativas, i.e. necesitamos que las distancias entre hipocentros sean confiables. Errores sistemáticos que afecten por igual (o casi) a toda la población hipocentral no afectan mayormente al análisis.

Por tanto, el punto por dilucidar fue si las localizaciones hipocentrales (relativas) listadas en el catálogo eran lo suficientemente confiables como para basar nuestros análisis en ellas. La estimación de la confiabilidad de las determinaciones hipocentrales se llevó a cabo en dos etapas, descritas a continuación. Fueron leídos, como parte de este trabajo, los tiempos de arribo de fases sísmicas P y S, para determinar los hipocentros de las réplicas del evento principal, ya que éstas contaron con mejor cobertura de estaciones que los eventos previos pues las estaciones de la red RESCO fueron complementadas con estaciones portátiles que operaron durante 7 días después del sismo principal (Figura 6).

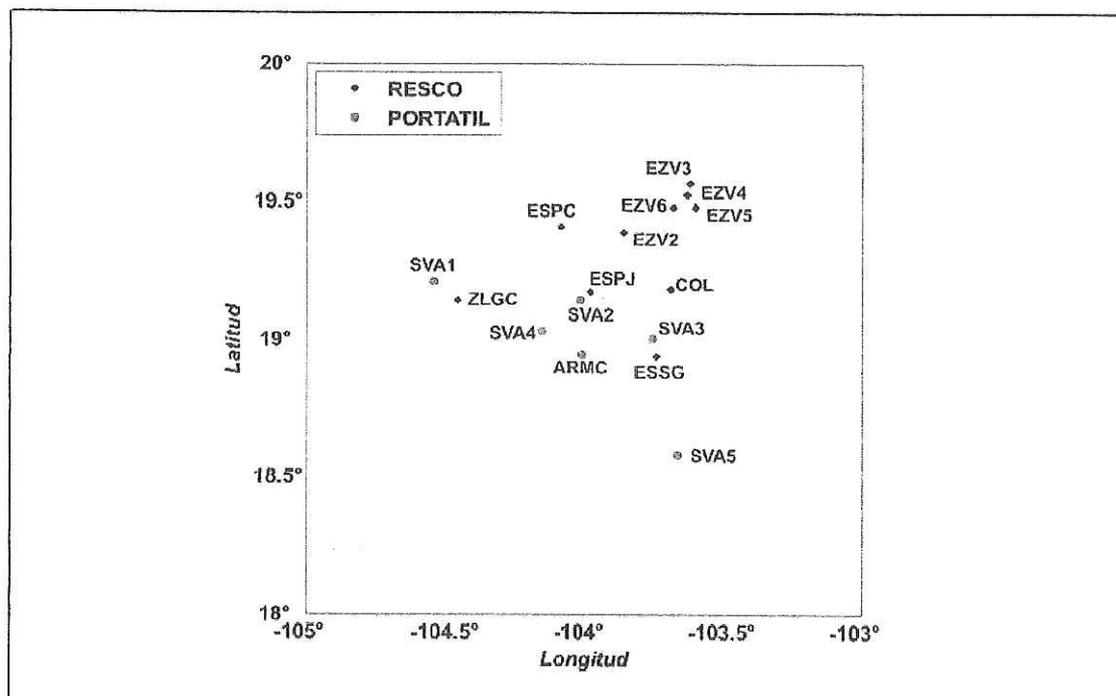


Figura 6. Distribución de estaciones, las estaciones portátiles están indicadas por círculos y las de RESCO por rombos.

II. 1. 1 Hypo71 vs. Disloca

Uno de los problemas principales en la localización de eventos en zonas de subducción es la pobre cobertura azimutal de las redes sismológicas, cuyas estaciones están situadas en tierra, para eventos que ocurren principalmente mar adentro. La cobertura azimutal deficiente hace necesario usar conjuntamente distintas fases sísmicas, generalmente P y S, para determinar correctamente las distancias del hipocentro a las estaciones y evitar un posible intercambio entre distancia y profundidad que mantiene el mismo nivel de error de ajuste y causa incertidumbre en la localización.

Todas las localizaciones reportadas por el catálogo, tanto para los eventos previos al evento principal como para sus réplicas, fueron hechas utilizando el programa *Hypo71* (Lee y Lahr, 1978). Estas localizaciones fueron comparadas con las obtenidas, para los mismos tiempo de arribo, con el programa *Disloca* (Nava y Frez, 2006). El programa *Disloca*, localiza buscando, mediante un algoritmo de búsqueda genético, el hipocentro que minimiza el error $\varepsilon = \sum_{\substack{i=1, N-1 \\ j=i+1, N}} \left| (t_i^o - t_j^o) - (t_i - t_j) \right|$, donde t_i^o es el tiempo observado y t_i el tiempo calculado en la estación i y N es el número de estaciones.

Además de dar localizaciones obtenidas por un método distinto al método de Geiger utilizado por *Hypo71*, el programa *Disloca* es ligeramente menos sensible a coberturas azimutales sub-óptimas y sus localizaciones son bastante robustas ante modificaciones o errores en alguno (o algunos) de los datos; esto es, si tras obtener una localización buena, se varía alguno de los datos, generalmente el error estimado aumenta pero la localización casi no varía.

II. 1 .2 Estimación de incertidumbre, por cobertura.

Como las réplicas cuentan con datos con mejor cobertura (Figura 6) que la de los eventos previos al sismo principal, es posible estimar la incertidumbre (en localización) provocada por la diferencia en cobertura de la red. Para esto, se localizó las réplicas con *Hypo71*, con los datos de todas las estaciones disponibles y después sólo con los datos de RESCO. Posteriormente, evaluamos las diferencias hipocentrales y epicentrales entre ambas localizaciones. Cabe mencionar que la red se mantuvo homogénea durante el periodo de análisis (1999-2003).

II. 2 Parámetros Sísmicos

En esta sección se hace una breve descripción de los parámetros que fueron analizados.

II. 2.1 Parámetros de Fuente: Frecuencia de esquina (f_c), amplitud espectral a frecuencias bajas (Ω_0) y sus derivados.

La frecuencia de esquina f_c y la amplitud (constante) a bajas frecuencias Ω_0 fueron obtenidas del espectro de desplazamiento (Figura 7) de la onda S, según el modelo de Brune (1970, 1971) para el campo lejano:

$$\Omega(\omega) = \frac{\sigma\beta}{\mu} \frac{1}{\omega(\omega^2 + \tau^{-2})^{1/2}} \quad (1)$$

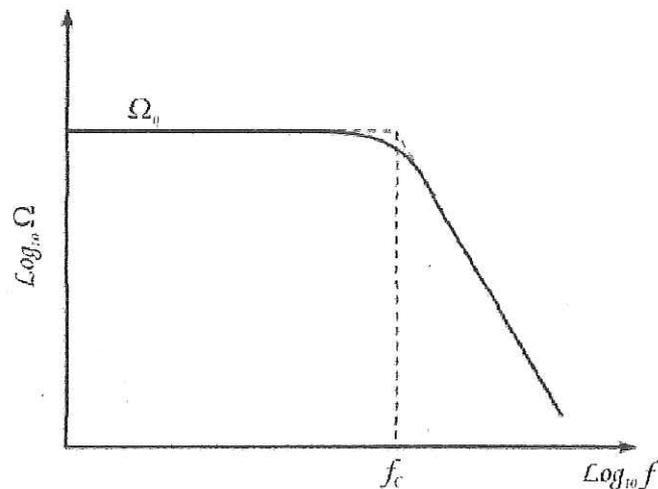


Figura 7 Espectro teórico de desplazamiento (Brune 1970)

A partir de f_c y Ω_0 fueron calculados los siguientes parámetros: momento sísmico M_0 , caída de esfuerzo $\Delta\sigma$ y radio de la fuente r , como

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\beta^3}{R_{\theta\phi}} R\Omega_0, \quad (2)$$

$$\Delta\sigma = \frac{7 M_0}{16 r^3}, \quad (3)$$

$$r = \frac{2.34\beta}{2\pi f_c}, \quad (4)$$

donde ρ es densidad del medio, β es velocidad de la onda S, $R_{\theta\phi}$ es patrón de radiación, y R es distancia sísmo—estación (Brune, 1970, 1971; Hanks y Thatcher, 1972). En el presente trabajo se utilizó $\rho = 2.8 \text{ g/cm}^3$, $\beta = 3.5 \times 10^5 \text{ cm/s}^2$, que son valores típicos apropiados para el entorno geológico de la región epicentral, tomados de la literatura (Wallace y Lay, 1995). Utilizamos el valor promedio $R_{\theta\phi} = \sqrt{2/5}$ ya que desconocemos los mecanismos focales correspondientes.

Del valor de M_0 se calculó la magnitud de momento M_w , mediante la relación de Hanks y Kanamori (1979)

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_0) - 10.73. \quad (5)$$

Otro parámetro calculado es el esfuerzo aparente $\eta\sigma$, definido como la razón entre energía sísmica E_s y momento M_0 , multiplicada por el modulo de rigidez, (Ide *et al.*, 2001; 2003; Takahashi *et al.*, 2005)

$$\eta\sigma = \mu \frac{E_s}{M_0} \quad (6)$$

E_s , se estimó mediante la ecuación (7) (Wallace y Lay, 1995), a partir de la magnitud reportada en el catálogo de RESCO.

$$E_s = 10^{11.8 + 1.5M_s} . \quad (7)$$

La ecuación (7) permite estimar también la *magnitud equivalente* (M_{EQ}), definida como la magnitud de un sismo que libere la energía total liberada por todos los sismos ocurridos en un Δt (ecuación 8).

$$M_{EQ} = \frac{-11.8 + \log_{10} \sum_{i=1}^n E_i}{1.5} . \quad (8)$$

Fueron calculados los parámetros mencionados para un total de 1,356 sismos, todos del año 2002 y los primeros 21 días de 2003. En el Apéndice A1 se muestra, con un ejemplo, el procedimiento utilizado para el cálculo de los parámetros principales (f_c y Ω_0).

III 2. 2 Parámetros Estadísticos:

III.2.2.1 Valor de b de la relación Gutenberg-Richter

Una de las relaciones más utilizadas en sismología estadística (Nava 2003) es la de Gutenberg – Richter (Richter, 1958):

$$\log_{10} N = a - bM , \quad (9)$$

donde N es el número de sismos con magnitud mayor a M , a y b son parámetros constantes y a depende de la región y del tiempo de muestreo. La constante b es

ampliamente conocida como *valor b* y es una medida de la proporción de sismos pequeños a grandes. Existen dos formas usuales de calcular el *valor b*: mínimos cuadrados y máxima verosimilitud.

El método de mínimos cuadrados consiste en ajustar una recta (de tal forma que la suma de los cuadrados de los residuos sea mínima) al histograma acumulativo $\log N$ vs. M cuya pendiente corresponde al *valor b*.

No todo el histograma es ajustable, principalmente en los límites inferior y superior. Este fenómeno puede deberse, al menos parcialmente, a fallas en el muestreo: los sismos muy pequeños no se alcanzan a registrar en un número suficiente de estaciones mientras que los sismos muy grandes ocurren tan raramente, que los tiempos de muestreo no son significativos.

La estimación de b por máxima verosimilitud se hace mediante la ecuación (10) (Welkner, 1965; Lombardi, 2003; Wyss y Stefansson, 2006):

$$b = \frac{1}{\ln(10)(\bar{M} - M_0)}, \quad (10)$$

donde \bar{M} es la media de la muestra y M_0 es a la magnitud mínima considerada

No es raro que uno u otro método se aplique mecánicamente a todos los datos del histograma y no solamente a la parte lineal donde es aplicable la ecuación (9). Para explorar el efecto de datos inaplicables en el cálculo de b , calculamos, con ambos métodos, dos valores de b para cada histograma: el primero, utilizando únicamente datos del intervalo de ajuste lineal; el segundo, utilizando todos los datos del histograma. Como

veremos en la sección de resultados la cobertura de magnitudes utilizada influye de manera muy significativa en el valor de b .

II. 2. 2. 2 Sesgo y Curtosis

Con el objetivo de analizar cuantitativamente la distribución de magnitudes, principalmente en cuanto a la forma que toman a diferentes intervalos de tiempo, se estimó dos parámetros estadísticos, sesgo y curtosis.

El sesgo (skewness) es, *grosso modo*, el parámetro que mide la asimetría en la disposición de los elementos de una distribución con respecto a su media:

$$\xi = \gamma_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^3}{n\sigma^3}, \quad (11)$$

donde μ es la media y σ desviación estándar. $\xi = 0$, $\xi > 0$ y $\xi < 0$, indican una distribución simétrica, sesgada a la derecha y sesgada a la izquierda, respectivamente.

Si llamamos *colas* a las partes de la distribución alejadas de la media, la *curtosis* (kurtosis) es el parámetro que mide qué tan *leptocúrtica* (puntiaguda y con largas colas) o *platicúrtica* (aplanada y con colas cortas) es una distribución:

$$\kappa = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^4}{n\sigma^4}. \quad (12)$$

$\kappa = 3$ es el valor correspondiente a una distribución normal o a otras distribuciones con el mismo grado de curtosis, $\kappa > 3$ indica leptocurtosis y $\kappa < 3$ indica platocurtosis. Es

común el uso de $\gamma_2 = \kappa - 3$, cuyos valores negativos, cero y positivos indican platocurtosis, normalidad, leptocurtosis, respectivamente.

II.2.3 Dimensión Fractal

Se llama *fractal* a un objeto cuya forma (*fractal geométrico*) y/o propiedades estadísticas (*fractal estadístico*) son independientes de la escala con la que es observado o medido, por lo que son invariantes ante cambios en ésta, y cuya dimensión no es necesariamente un número entero (Mandelbrot, 1967). La fractalidad es un concepto que ha sido aplicado en muchas áreas de estudio, incluida la sismología y sirve, entre otras cosas, para caracterizar distribuciones en tiempo y en espacio (e.g. Scholz y Mandelbrot, 1989; Turcotte, 1992).

Los objetos invariantes ante cambios de escala pueden ser *auto-similares* si conservan sus propiedades ante cambios de escala iguales en todas las direcciones, o *auto-afines* si requieren diferentes cambios de escala en diferentes direcciones para conservar sus propiedades (Main, 1996).

Turcotte (1992) define un fractal como un conjunto que cumple una ley de potencias,

$$N = \frac{C}{r^D}, \quad (13)$$

donde N es el número de objetos con tamaño mayor que r , C es una constante y D , la *dimensión fractal*, no es necesariamente un número entero.

En geometría euclidiana hay objetos o distribuciones que satisfacen la ecuación (13), pero para los cuales el valor de D es entero; por ejemplo $D=0$ para un punto, $D=1$ para una línea, $D=2$ para un plano y $D=3, 4, 5, \dots$ para un hiperplano en 3, 4, 5, etc., dimensiones. En los conjuntos fractales, el valor D no es un número entero (0.6, 1.2, 2.3), de ahí el nombre de fractal.

La ecuación (13) se puede escribir como la relación lineal

$$\log N = \log C - D \log r, \quad (14)$$

que permite estimar la dimensión fractal como la pendiente de una recta en una gráfica $\log N$ vs. $\log r$.

Se estimó la dimensión fractal de los epicentros mediante dos métodos: conteo de cajas (Turcotte, 1992) y correlación (Kagan y Knopoff, 1980; Hirata, 1989; Guo y Ogata, 1995).

En el método de conteo de cajas, se genera cajas de tamaño $r = R \times r_f$, donde R es el valor del área de estudio y r_f es un factor de escala que se varía para obtener diferentes tamaños. Se cuenta el número N de cajas que contengan uno o más epicentros, se grafica $\log N$ vs. $\log r$ y se determina si esta distribución puede ajustarse por una recta para un intervalo significativo de r . Si tal intervalo no existe, se determina que la distribución no es fractal. Si dicho intervalo existe, se calcula (por mínimos cuadrados) la recta de mejor ajuste, cuya pendiente corresponde a D . El límite inferior de r está relacionado con el error en localización epicentral, y el límite máximo con el tamaño de la zona de estudio.

La dimensión de correlación es definida, en forma análoga a la ecuación (13), por

$$n(r) = C r^{D_2} . \quad (15)$$

donde $n(r)$, conocida como *función de correlación*, es

$$n(r) = \frac{2 N(r)}{N(N-1)} , \quad (16)$$

$N(r)$ es el número de pares con distancia menor a r y N es el número de eventos en la muestra.

La dimensión D es estimada como la pendiente de una recta, ajustada por mínimos cuadrados, a la porción lineal del histograma $\log n(r) = c + D_2 \log r$.

Más importante que el valor de la dimensión fractal, es determinar si la distribución presenta fractalidad o no; esto es, si la relación lineal $\log N = \log C - D \log r$ no se cumple, entonces la distribución en cuestión no puede ser fractal. Hay dos factores importantes para juzgar si $\log N = \log C - D \log r$ se cumple: a) la diferencia entre la relación lineal de mejor ajuste y los datos, tipificada por el error RMS ε_{rms} , y b) el rango $[r_1, r_2]$ en el cual los datos son lineales y para el cual se hizo el ajuste. Con base en estos factores construimos un estimador de a fractalidad:

$$f = \varepsilon_{rms} / (r_1 - r_2)^2 , \quad (17)$$

que tiene valores bajos para buen ajuste y amplio rango, y altos cuando el error aumenta y/o el rango disminuye.

III RESULTADOS Y DISCUSIÓN

III. 1 Estimación de error en localización

En la Tabla III se muestra las estadísticas obtenidas de la diferencia hipocentral y epicentral de las dos comparaciones realizadas en el presente trabajo (Hypo71 vs Disloca y Cobertura de la red).

Tabla III. Estadísticas de las diferencias hipocentrales y epicentrales

	Hypo71 vs. Disloca		Cobertura de la red	
	Hipocentros	Epicentros	Hipocentros	Epicentros
Desviación estándar	4.0 km	0.8 km	2.9 km	0.9 km
Promedio	5.2 km	1.2 km	3.3 km	1.4 km
Máximo	32.5 km	4.5 km	13.5 km	4.6 km
Mínimo	0.3 km	0.1 km	0 km	0 km

Como se puede observar en la Tabla III, las diferencias en localización son mayores para hipocentros que para epicentros, posiblemente por causa de la pobre cobertura azimutal. Por tal motivo, para los siguientes análisis, principalmente en el cálculo de la *dimensión fractal*, serán utilizados solamente los epicentros.

III. 2 Catálogo RESCO 99-03.

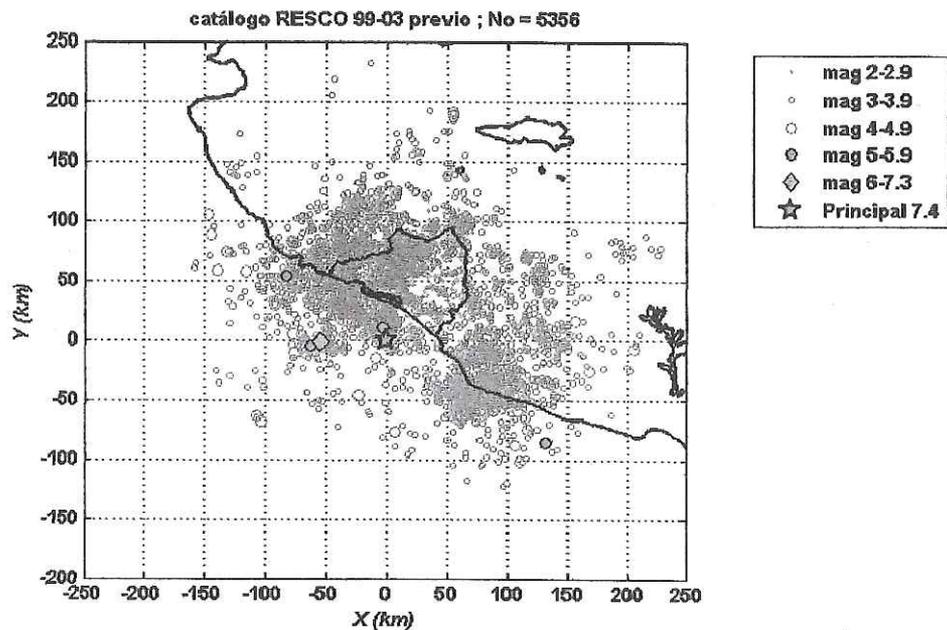
En esta sección se presenta los resultados del análisis realizado al catálogo de sismicidad de RESCO (facilitado por el M.C. Gabriel Reyes). En el catálogo están documentados 5356 eventos, con profundidades entre 0 y 140 km, magnitudes entre 2 y 7.4, y 1483 días muestreados entre 1999 y el 21 de enero de 2003 (Figura 8a). A partir del catálogo de RESCO, se generó un subcatálogo para el análisis (sismicidad y parámetros estadísticos) con las siguientes características:

- Las coordenadas epicentrales están expresadas en kilómetros, tomando como referencia (punto cero) el epicentro del evento principal.
- Contiene sismos de magnitud $M \geq 3$, pues, como se ilustrará más adelante, la cobertura es incompleta para magnitudes menores.
- Incluye sismos localizados dentro del polígono mostrado en la Figura 8b.

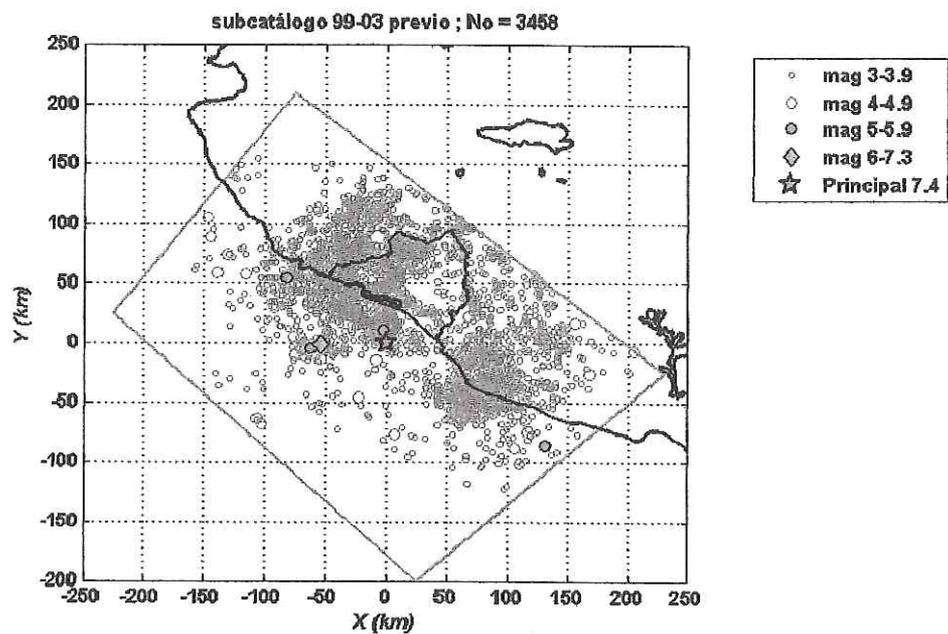
En las siguientes secciones se muestra los resultados obtenidos de los análisis realizados al subcatálogo.

III. 2.1 Sismicidad

En esta sección, se muestra los resultados obtenidos del análisis espacio-temporal de la sismicidad.



a)



b)

Figura 8. Distribución epicentral a) catálogo reportada por RESCO para el periodo 1999-2003 previo al evento del 21 de enero de 2003, b) subcatálogo, $M \geq 3$ y sismicidad delimitada por el polígono.

Los sismos con $M \geq 5$, ocurridos durante el periodo analizado, son mostrados en las figuras con símbolos especiales y son listados en la Tabla IV.

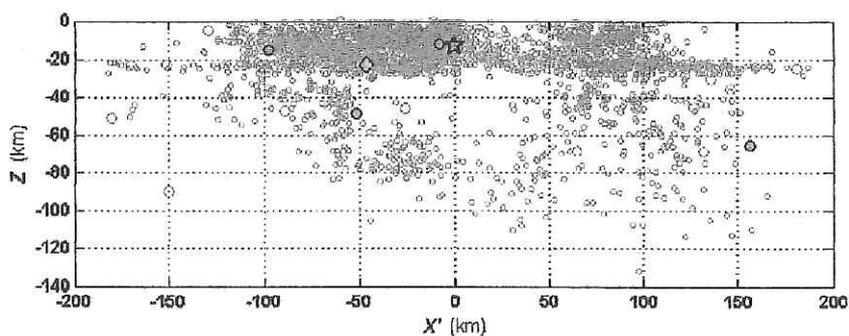
Tabla IV. Eventos con $M \geq 5$.

Día	Fecha	Magnitud RESCO	Magnitud NEIC
730970	29 de abril de 2001 (730970)	5.9 (M_{coda})	6.2 (M_w)
730979	08 de mayo de 2001 (730979)	5.2 (M_{coda})	5.5 (M_w)
730991	20 de mayo 2001 (730991)	6.1 (M_{coda})	6.3 (M_w)
731018	16 de junio de 2001 (731018)	5.4 (M_{coda})	—
731525	05 de noviembre de 2002 (731525)	5.3 (M_{coda})	5.3 (M_w)
731603	22 de enero de 2003 (731603)	7.4 (M_w)	7.6 (M_w)

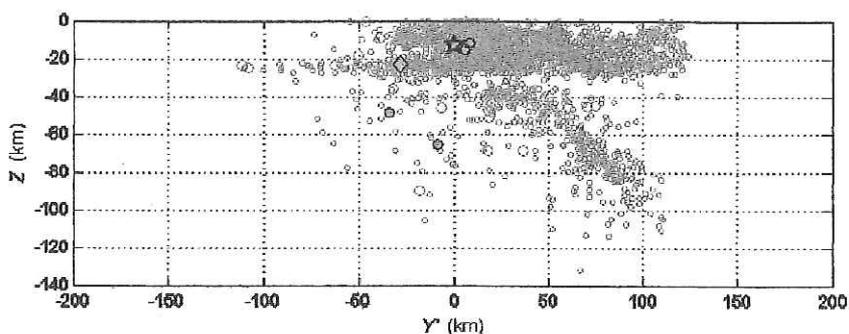
Para visualizar la distribución en profundidad de la sismicidad, se rotó el sistema de coordenadas, X y Y , -30° alrededor del epicentro del sismo principal, a un nuevo sistema X' paralelo a la costa, y Y' perpendicular a ésta. La Figura 9 muestra las proyecciones de los hipocentros sobre secciones verticales en el nuevo sistema. En ambas secciones, se puede apreciar la sismicidad de la corteza continental que va de la superficie a, aproximadamente, 22 km de profundidad. En la proyección vertical paralela a la costa (Figura 9a), se puede apreciar que los sismos forman dos grandes concentraciones, la mayor al NW del sismo principal. Entre estas concentraciones hay una zona con sismicidad más escasa, con eventos concentrados en la base de la corteza y casi nada cerca de la superficie. El sismo principal ocurrió cerca de la orilla de la mayor concentración, mientras que el evento

previo mayor ocurrió bajo el centro de ésta cerca del límite inferior. Bajo la corteza, esta zona de baja sismicidad se extiende aproximadamente 50 km a cada lado del sismo principal y podría indicar una región con deslizamiento asísmico o una región donde no hay actualmente movimiento relativo entre placas, i.e. una extensión y ampliación del gap propuesto con base en la sismicidad somera por Núñez *et al.*, (2004) y Pacheco *et al.*, (2003), con potencial de un gran sismo futuro.

En la sección perpendicular a la costa (Figura 9b), se puede apreciar que el evento principal ocurrió, aparentemente, en la zona de contacto entre la placa continental y la oceánica, dicha ubicación tiene concordancia con el mecanismo focal (inverso) reportado para el sismo (Tabla I). El evento previo mayor ocurre al SW del principal, mar adentro. Se ve una angosta región horizontal casi sin sismos que separa la sismicidad cortical de la profunda al NE del sismo principal.



a)



b)

Figura 9. a) Proyección paralelo a la costa (X') y b) Proyección perpendicular a la costa (Y'). X' y Y' corresponden a las coordenadas epicentrales de la figura 8b rotadas -30° .

En la Figura 10 se muestra la evolución temporal de la profundidad hipocentral y de las distribuciones epicentrales proyectadas sobre los perfiles paralelo y perpendicular a la costa mostrados en la Figura 9.

El eje horizontal de la Figura 10 (tiempo) muestra la fecha en días julianos, para los cuales el día uno es el 1 de enero de 0000. El catálogo analizado en el presente trabajo tiene

como día inicial 1 de enero de 1999 (730121) y como último día 21 de enero de 2003 (731603).

Se puede apreciar claramente, en la Figura 10a que la mayor parte de la sismicidad se mantiene entre los 0 y 20 km de profundidad, durante el intervalo de tiempo analizado; también se puede apreciar una pequeña ausencia de sismicidad para $0 \leq Z \leq 10$ km, aproximadamente, 9 meses previos al evento principal.

En la Figura 10b se observa menor densidad de sismicidad para $0 \leq X' \leq 50$ km, dicha zona corresponde al llamado gap de Colima (Núñez-Cornú *et al.*, 2004; Pacheco *et al.*, 2003), mostrado en la Figura 2. También se puede ver que el evento principal ocurre en la frontera del gap. La distribución de las réplicas del evento principal, reportadas por Núñez-Cornú *et al.*, (2004) Figura 3 y Yagi *et al.*, (2003), no muestran que el evento haya roto el gap, con base en lo anterior y en la teoría del gap sísmico (Fedotov, 1965), se puede decir que la zona del gap de Colima sigue estando propensa a romper.

En la Figura 10c se puede apreciar una pequeña disminución de la sismicidad, posterior a la ocurrencia de los eventos $M > 5$ y previa al evento principal.

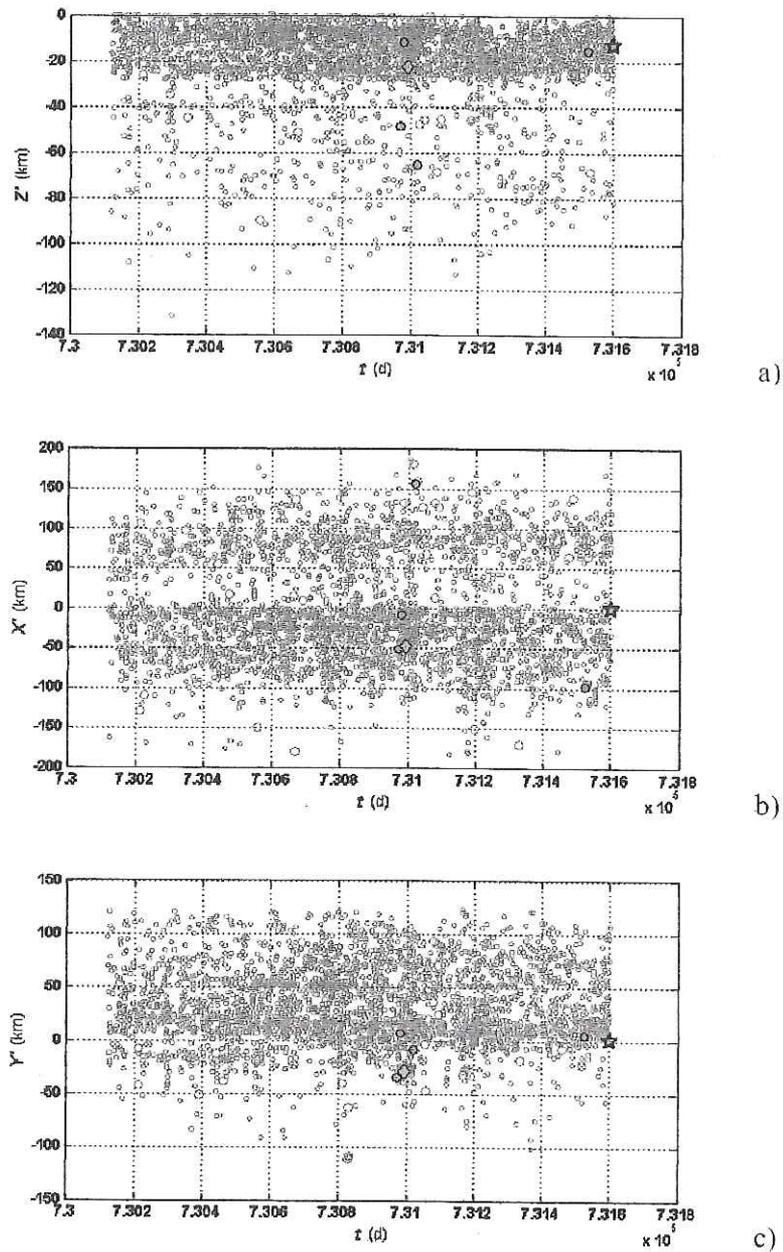


Figura 10. Tiempo vs. a) Profundidad b) Proyección paralelo a la costa c) Proyección perpendicular a la costa

En la Figura 11, de sismicidad contra tiempo, se muestra el número de eventos registrados por día (a) y por cada 30 días (b); se tiene un promedio diario de 2.3 eventos y 69.2 eventos en promedio cada 30 días.

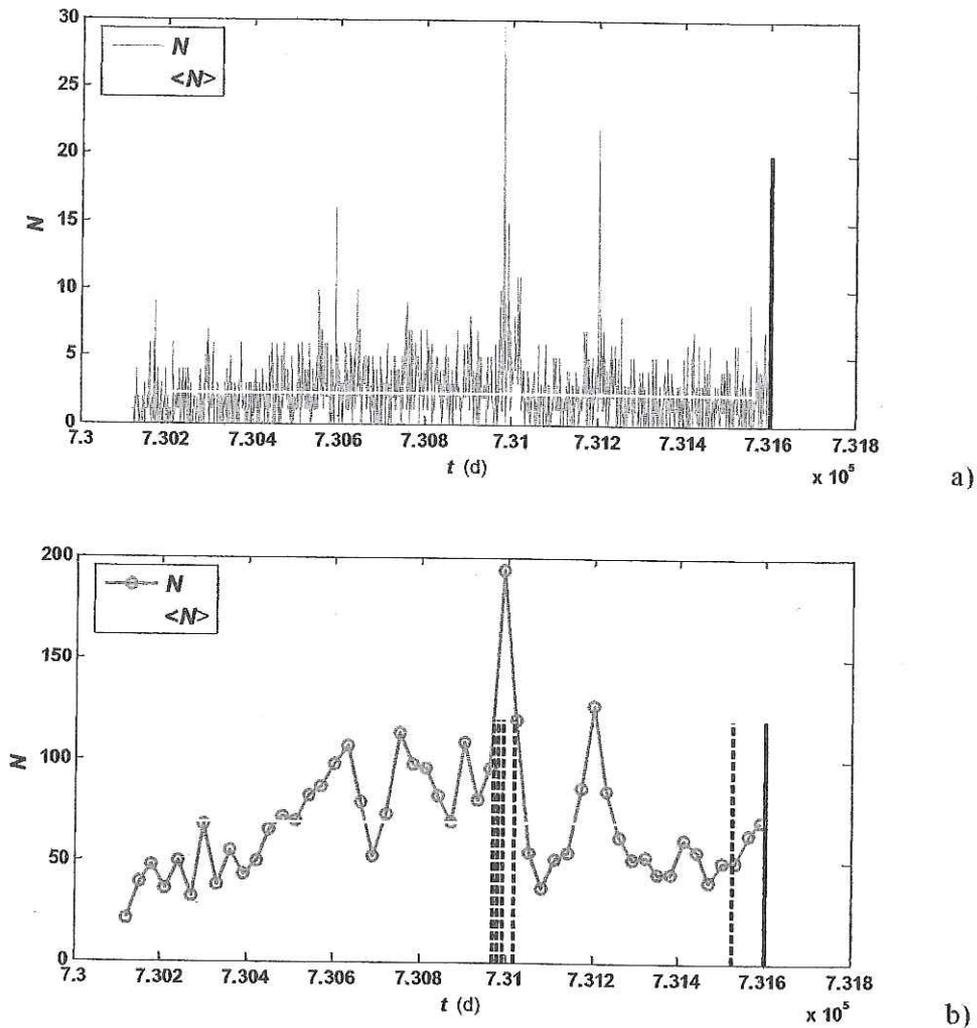


Figura 11. (a) número de eventos por día y su promedio (2.3) (b) número de eventos cada 30 días y su promedio (69.2). La línea vertical continua marca el día en que ocurrió el evento principal ($M_W = 7.4$) y las discontinuas los eventos listados en la Tabla (IV).

Desde el principio del tiempo de estudio, hay incremento sostenido de sismicidad que culmina en el pico máximo asociado con los tres eventos de 29 de abril (730970) $M=5.9$, 8 de Mayo (730979) $M=5.2$, y 20 de mayo 2001 (730991) $M=6.1$ y sus réplicas; después de éste la sismicidad decrece rápidamente y vuelve a aumentar antes del pico correspondiente al sismo $M=5.4$ del 16 de junio de 2001 (731018) y hay un pequeño pico producido por el sismo de 05 de noviembre de 2002 (731525) $M=5.3$. Antes de cada uno de los picos correspondientes a eventos, hay decremento de la sismicidad.

La quietud sísmica antes de un gran terremoto parece ser la característica sísmica precursora más común (Nava, 2003; Enescu e Ito, 2001; Hainzl *et al.*, 2000). Como se puede ver en la Figura 11, que muestra la sismicidad durante el año previo al evento principal (2002), no se presenta quietud sísmica estricta previa a la ocurrencia del sismo del 22 de enero de 2003. Sin embargo, sí hay una disminución previa y puede verse en la Figura 11b que la tendencia general es un decremento previo al sismo principal y un pequeño repunte justo antes de éste.

La Figura 12 muestra el comportamiento temporal de las magnitudes. Los tres sismos grandes del año 2001 causaron un incremento en el promedio de magnitudes $\langle M \rangle$ y en la magnitud equivalente M_{EQ} . Tanto en la magnitud promedio como en la magnitud equivalente puede verse un ligero decremento seguido por un incremento justo antes del evento principal y también antes de los sismos del 2001, pero el efecto no es lo suficientemente pronunciado como para considerarlo seguro.

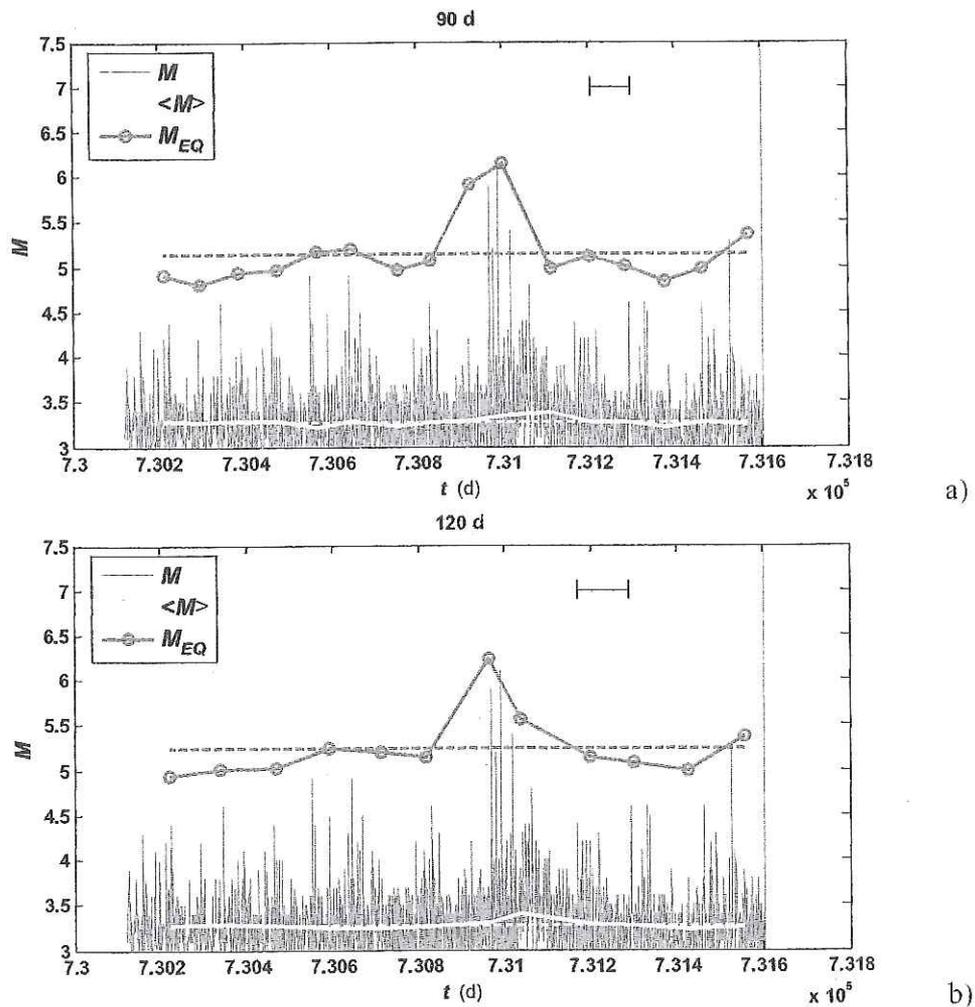


Figura 12. Análisis en tiempo de la magnitud y magnitud equivalente. Se muestra: la magnitud de cada evento (M), el promedio ($\langle M \rangle$) y la magnitud equivalente (M_{EQ}) en dos Δt , a) 90 y b) 120 días.

III. 2. 2 Parámetros estadísticos

En esta sección se muestra, los resultados del análisis de los parámetros estadísticos, que se obtuvo del subcatálogo.

Se tomó muestras del subcatálogo, en el tiempo, para distintos intervalos de muestreo Δt (100, 120, 160). Para cada muestra se calculó: *valor b* (mínimos cuadrados y máxima verosimilitud), sesgo y curtosis de la distribución de magnitud y *dimensión fractal* (mediante conteo de cajas y correlación). El intervalo $\Delta t = 160$ d, fue el mejor compromiso posible entre número de resultados y suficiencia de muestras, ya que con intervalos de mayor número de días hay menos de tres resultados entre el evento principal y la sismicidad anómala debida a la ocurrencia de los sismos con magnitud intermedia, mientras que, para menor número de días se tiene muestras con pocos eventos y, por tanto, distribuciones poco representativas; con $\Delta t = 160$, todas las muestras tienen más de 200 eventos.

III 2 2 1 Distribuciones de Magnitud: *Valor b*, Sesgo y Curtosis

La distribución $\log N$ vs. M , de Gutenberg–Richter para el catálogo completo de RESCO (Figura 13) indica que no hay suficiente muestreo para sismos con $M < 3$. Por tanto, el subcatálogo analizado contiene solamente sismos con $M \geq 3$.

En la Figura 14 se ve cuáles fueron los intervalos muestreados; cada muestra abarca 160 días y contiene más de 200 eventos. A cada muestra se le asignó un número de identificación, según se muestra en la Figura 14; la muestra 1 (Figura 15) corresponde a los 160 días inmediatamente previos al evento principal y la muestra 8 corresponde a los primeros 160 días del subcatálogo.

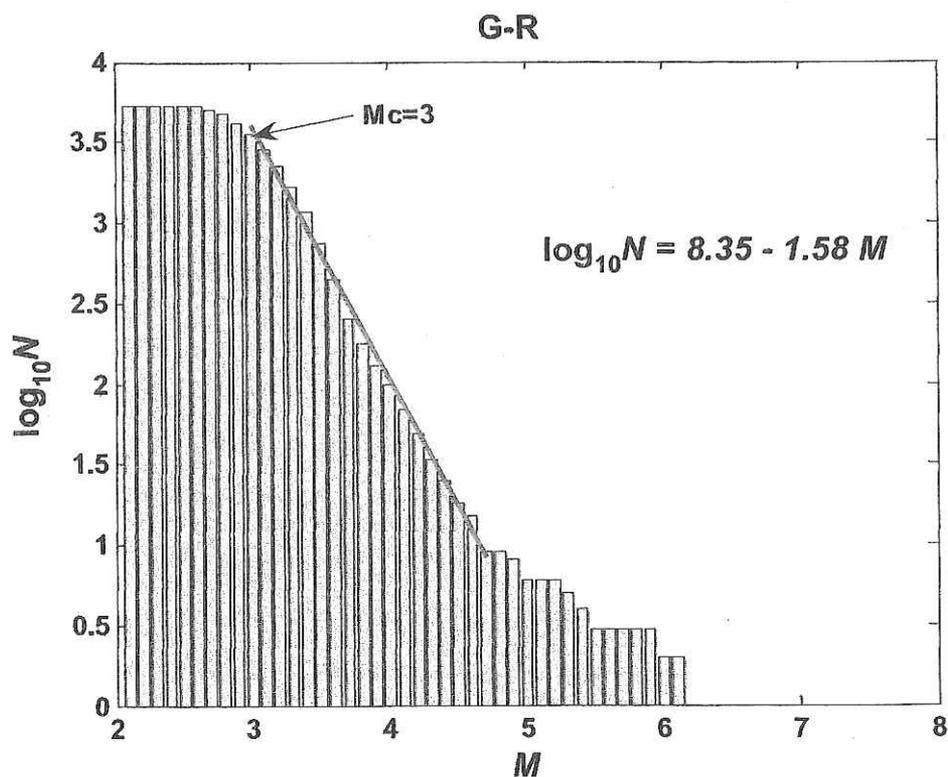


Figura 13. Número acumulativo de sismos del catálogo de RESCO. La línea recta representa la relación G – R.

El espacio vacío (no muestreado), entre las muestras 3 y 4, no fue tomado en cuenta para los análisis, pues fue considerado anómalo debido a la gran cantidad de réplicas de los eventos con $M > 5$ que contiene (Tabla IV).

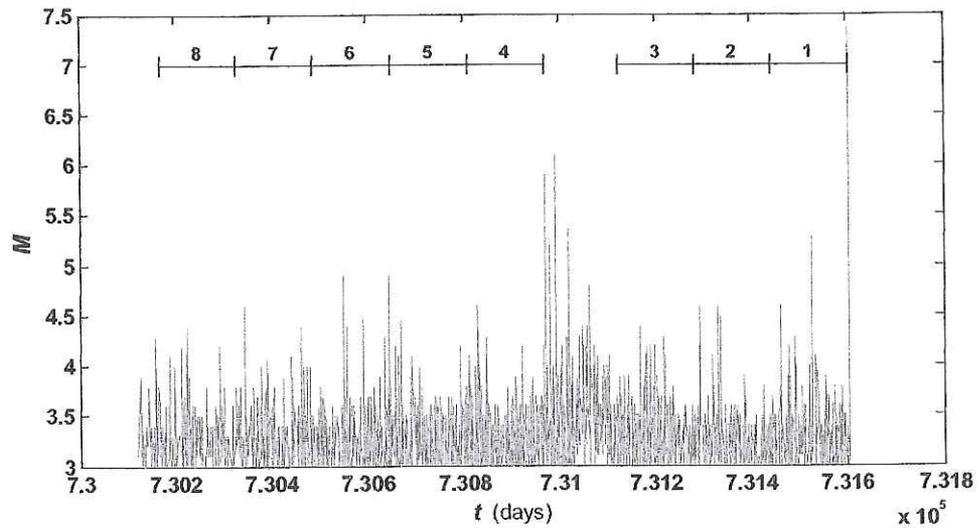


Figura 14. Número de muestras tomadas con $\Delta t = 160$. En la parte superior se muestra la longitud de cada muestra y el número correspondiente

III.2.2.1.1 Valor b

La disminución del *valor b* antes de un sismo grande es considerada como un premonitor en varios trabajos (e.g., Vere-Jones, 1978; Papazachos, 1975; Smith, 1981; Enescu e Ito, 2001; Lombardi, 2003; Wyss y Stefanson, 2006). En este trabajo observamos, efectivamente, ese efecto, además de poder señalar cuáles son las causas claves que provocan dicha disminución, cuál es el mejor método de evaluar ésta y proponemos un nuevo criterio para aprovecharla.

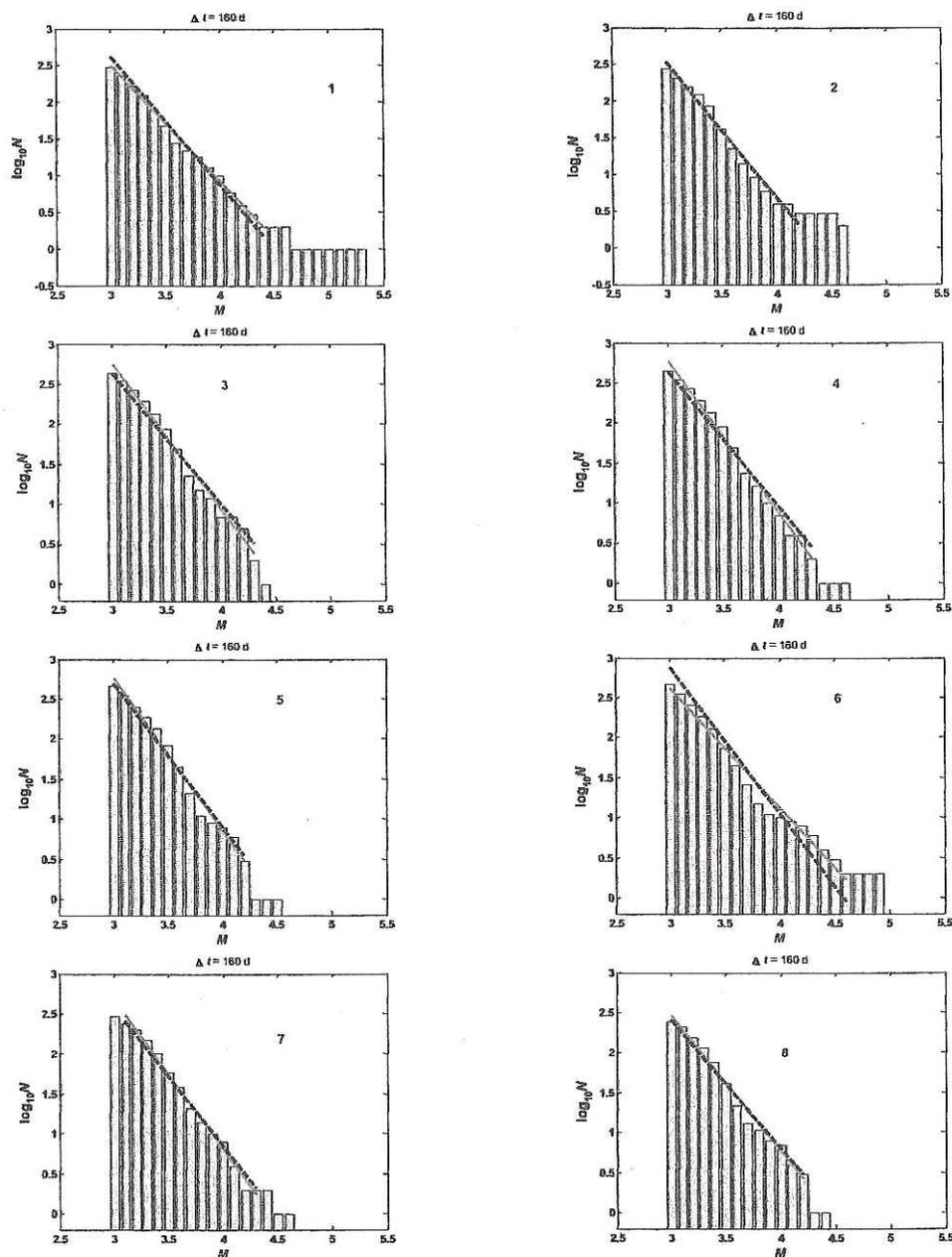


Figura 15. Histogramas acumulativos y relación G-R. La línea continua representa el ajuste por mínimos cuadrados y la discontinua por máxima verosimilitud.

Actualmente, el método de máxima verosimilitud es el más ampliamente utilizado para calcular el *valor b* (e.g. Smith, 1981; Hirata, 1989; Enescu e Ito, 2001; Lombardi, 2003; Wyss. y Stefanson, 2006) por ser considerado más robusto que el de mínimos cuadrados; otra razón para su uso es que puede evaluarse en forma mecánica sin necesidad de construir el histograma o ver los datos. Con el objetivo de comparar el método de mínimos cuadrados con el de máxima verosimilitud, se calculó el *valor b* con ambos métodos para cada una de las muestras. Este valor fue calculado de dos formas: considerando la distribución completa, y considerando solamente la región donde la distribución es aproximadamente lineal, i.e. donde sí se satisface y es aplicable la relación Gutenberg-Richter.

La Figura 15 muestra los histogramas cumulativos y el rango de mejor ajuste lineal, así como las rectas ajustadas a dicho rango por ambos métodos; la recta continua corresponde al ajuste por mínimos cuadrados y la discontinua a máxima verosimilitud.

Las muestras 6 y 1 son las que presentan la diferencia más significativa entre mínimos cuadrados y máxima verosimilitud; puede verse claramente que el método de máxima verosimilitud le da mayor peso a la zona de mayor densidad (zona con magnitudes pequeñas), mientras que mínimos cuadrados da el mismo peso a todos los puntos.

En la Figura 16 se compara los resultados del *valor b* obtenidos con las dos variantes de ambos métodos y los rangos de ajuste considerados. Para cada método, los círculos (*b*) representan el *valor b* obtenido en el rango de mejor ajuste y los rombos (*b₀*) el *valor b* para toda la muestra.

Por la razón arriba expuesta, los valores de b obtenidos mediante máxima verosimilitud (b_{ML} en la Figura 16), muestran poca variación entre b y b_0 ante variaciones significativas en los rangos usados, en comparación con los obtenidos con mínimos cuadrados (Figura 16 b_{LS}).

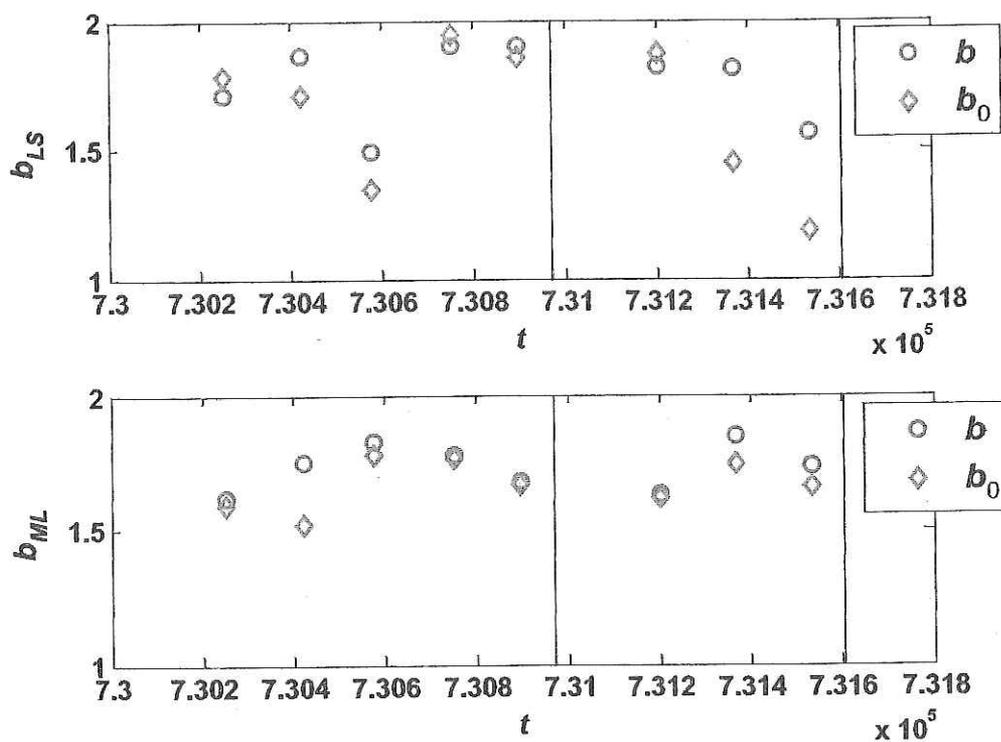


Figura 16. Valor b en el tiempo. Mínimos cuadrados (b_{LS}) y máxima verosimilitud (b_{ML}), b es la determinación hecha sobre el rango de ajuste lineal y b_0 al ajuste hecho sobre toda la muestra.

Para máxima verosimilitud, el *valor* b , para ambos rangos de ajuste, presenta una ligera disminución previa al evento principal; disminución muy pequeña y dentro del nivel de ruido (Figura 16). En cambio, los ajustes mediante mínimos cuadrados sí presentan una significativa disminución de b ; disminución mucho más marcada para el ajuste sobre el rango completo del histograma. En los histogramas se observa que la disminución de b no se debe a un cambio en la forma lineal de la distribución, sino a la aparición de eventos de magnitudes relativamente grandes en números superiores a los que corresponderían a los tiempos observados, esto es, por un alejamiento de la forma lineal; la parte lineal sí presenta cambios, pero no tan marcados como los de la cola de altas magnitudes. El método de máxima verosimilitud es particularmente insensible ante estos, los más importantes, cambios; el método de ajuste por mínimos cuadrados, aunque más laborioso, es preferible.

La Figura 17 presenta el índice $\beta_b = \left(\frac{b - b_0}{b} \right)^3$ que combina el cambio entre ambos rangos de ajuste y la disminución de b . Puede verse que este índice no dice mayor cosa para máxima verosimilitud, pero presenta una posibilidad premonitoria impresionante para mínimos cuadrados.

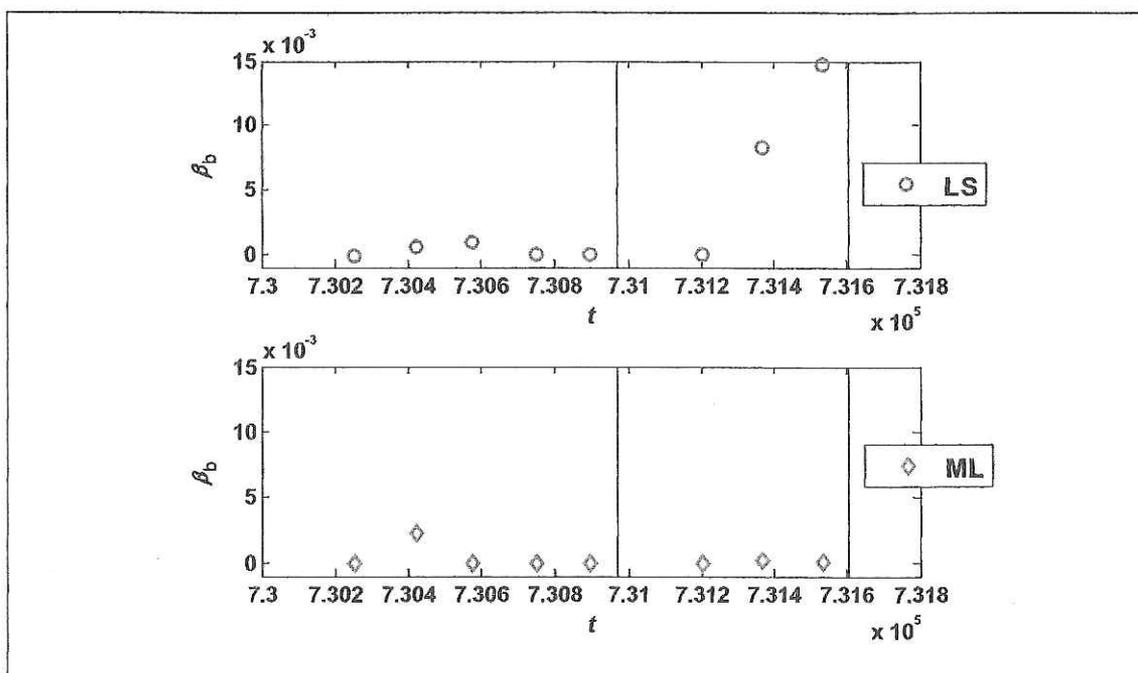


Figura 17. Índice β_b . Máxima verosimilitud (ML) y mínimos cuadrados (LS)

III.2.2.1.2 Sesgo y Curtosis

La Figura 18 muestra los histogramas de magnitud correspondientes a cada una de las muestras consideradas en el análisis. Los intervalos de clase tienen 0.1 grados de magnitud.

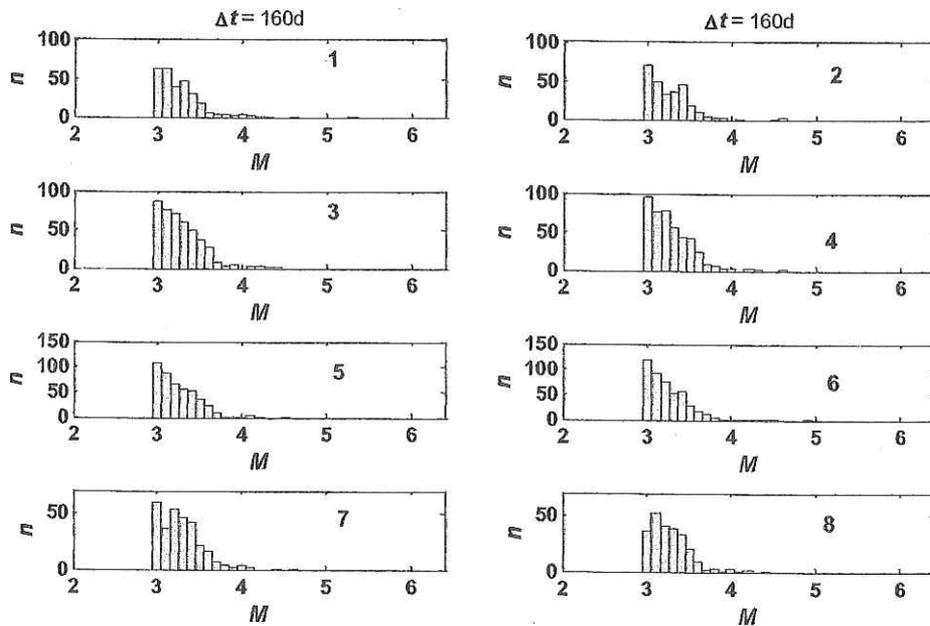


Figura 18. Histogramas de magnitud, de cada una de las muestras. El número que se observa arriba y a la derecha en cada histograma corresponde al número de muestra.

Se puede observar, en los histogramas de la Figura 18, que todas las muestras presentan $Mm = 3$ (magnitud moda), excepto las muestras 1 y 8. En la Figura 19 se presenta: la magnitud moda Mm , la magnitud promedio $\langle M \rangle$, el sesgo ξ , la curtosis κ , el número total de eventos Tot, el número de eventos de la moda Mx , y la desviación estándar s , para cada una de las muestras.

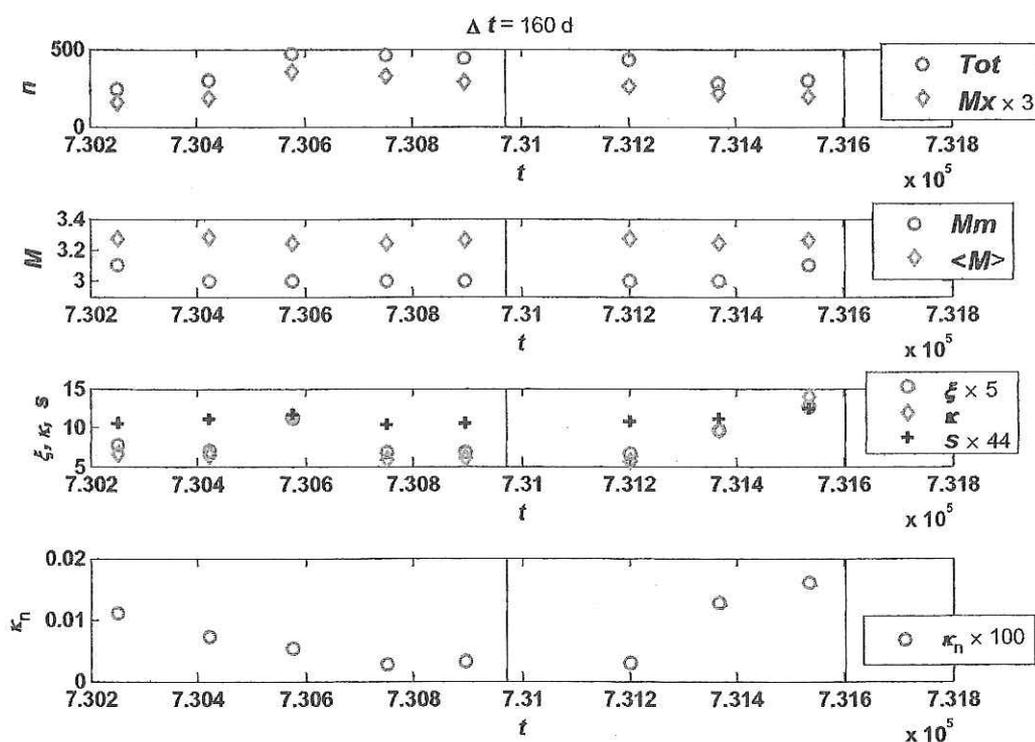


Figura 19. Tiempo vs. Número total de eventos (Tot), número de eventos con magnitud moda (Mx), magnitud moda (Mm), magnitud promedio ($\langle M \rangle$), sesgo (ξ), curtosis (κ), desviación estándar (s) y curtosis dividida por el número total de eventos al cuadrado (κ_N), correspondiente a cada una de las muestras analizadas.

En la Figura 19 (arriba) se observa que el número total de eventos disminuye ligeramente antes del sismo principal (véase Figura 11). Los cambios en la magnitud media y en la magnitud de moda son muy pequeños. En cambio, aparece un indicador en la clara tendencia de aumento en el sesgo y la curtosis antes del evento principal (muestras 1 a 3). Cabe mencionar que la muestra 6 también presenta valores altos de sesgo y curtosis, pero es un alto aislado. Los valores altos del sesgo y de la curtosis son producto de la

ocurrencia de eventos con magnitudes grandes, en número superior al correspondiente según la relación Gutenberg-Richter (Figura 18). El cuadro inferior de la Figura 19 ilustra el uso de un indicador que combina los efectos de aumento de curtosis y disminución de número de eventos:

$$\kappa_n \equiv \frac{\kappa}{n^2}, \quad (18)$$

indicador que enfatiza la interacción de ambos efectos; nótese que este indicador hace que la muestra sea, ahora sí, distinta de las inmediatamente previas al sismo principal.

Es claro que los comportamientos, posiblemente precursores, tanto de b y b_0 como de sesgo y curtosis, miden características distintas del alejamiento del histograma de magnitudes observado de un histograma Gutenberg-Richter “perfecto”, esto es, de uno en el que la ecuación (9) se cumple exactamente. De hecho, para un histograma “perfecto”, sesgo y curtosis estarían completamente determinados por el valor de b .

III 2 2 2 *Dimensión fractal*

Se calculó la *dimensión fractal* de la distribución espacial de los epicentros, para cada una de las muestras presentadas en la sección anterior. D_2 corresponde a la dimensión fractal obtenida por el método de correlación (Figuras 20 y 21) y D corresponde a la dimensión fractal obtenida con el método de conteo de cajas (Figuras 22 y 23).

El método de correlación mide fractalidad relacionada con el grado de agrupación de sismos, valores bajos de D_2 indican alta agrupación de sismicidad, (Hirata, 1989; Barton *et al.*, 1999). El conteo de cajas mide fractalidad autosimilar (Hirata, 1989; Turcotte, 1992; Main, 1996; Lei y Kusunose, 1999). La sismicidad previa a un evento de gran magnitud presenta mayor autosimilitud y agrupación (Hirata, 1989; Turcotte, 1992; Main, 1996;

Enescu e Ito, 2001). Aki (1981) encontró que hay una relación positiva entre la dimensión fractal y el valor b $D = 3b/c$, donde c es una constante, basándose principalmente en una relación empírica entre el tamaño de la falla sísmica y el momento sísmico.

La Figura 20 muestra el comportamiento del número de pares separados por distancias menores que la longitud dada; muestra también las curvas de mejor ajuste (por mínimos cuadrados) graficadas sobre el rango considerado aproximadamente lineal. Nótese que el rango de linealidad varía bastante de una muestra a otra; esta variación será discutida más adelante.

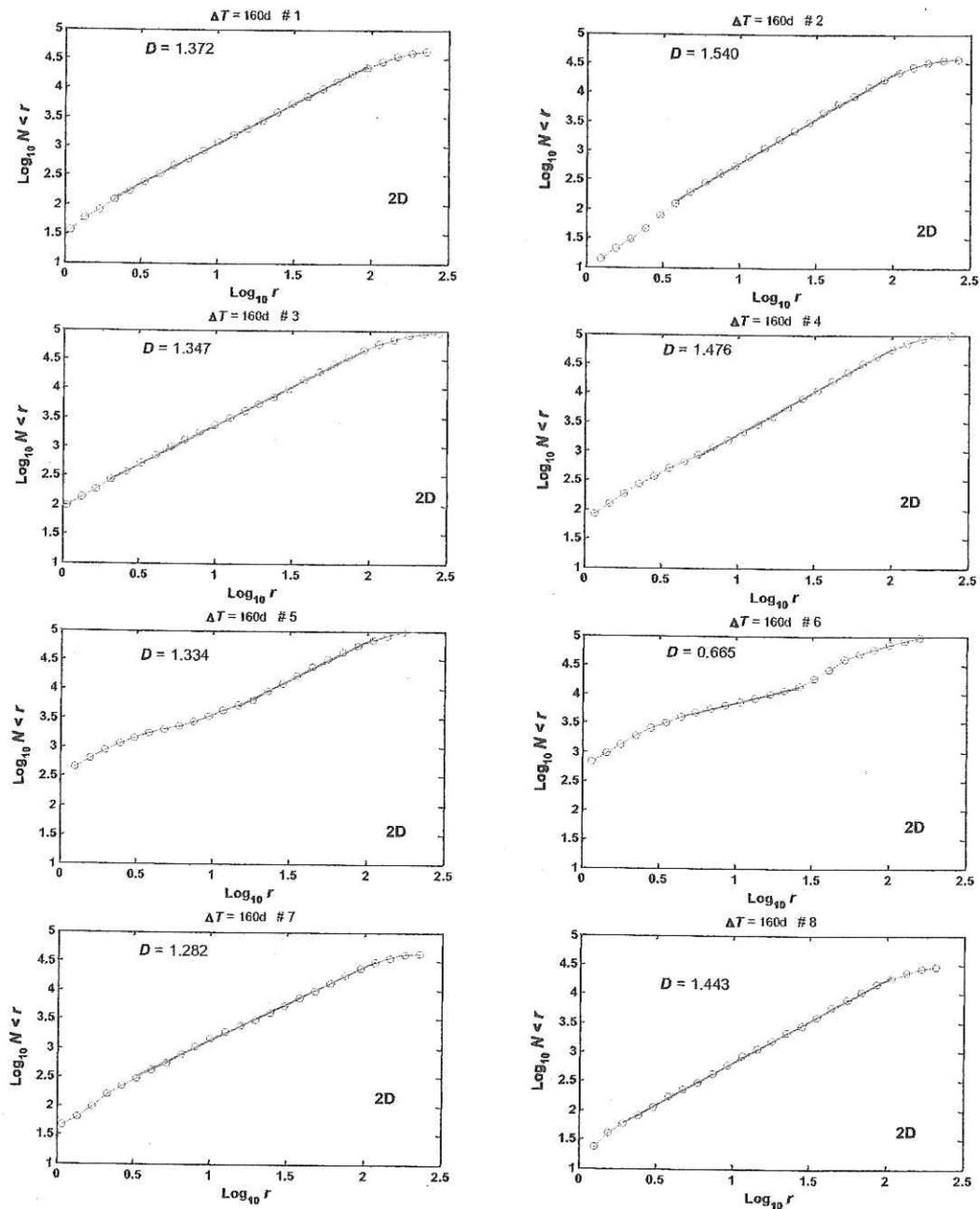


Figura 20. Ajuste lineal, rango de fractalidad y dimensi3n fractal, por el m3todo de correlaci3n.

La Figura 21 muestra los valores obtenidos para D_2 , los rangos de mejor ajuste lineal (rango de fractalidad del sistema) $[r_1, r_2]$, el error cuadrático medio (RMS) del ajuste y el estimador de a fractalidad f para el método de correlación. No hay tendencia apreciable en el valor de la dimensión D_2 ; todos los índices presentan poca variación, excepto la muestra 6 cuyo error es muy pequeño, pero el rango también lo es, por lo que el valor de f es muy alto.

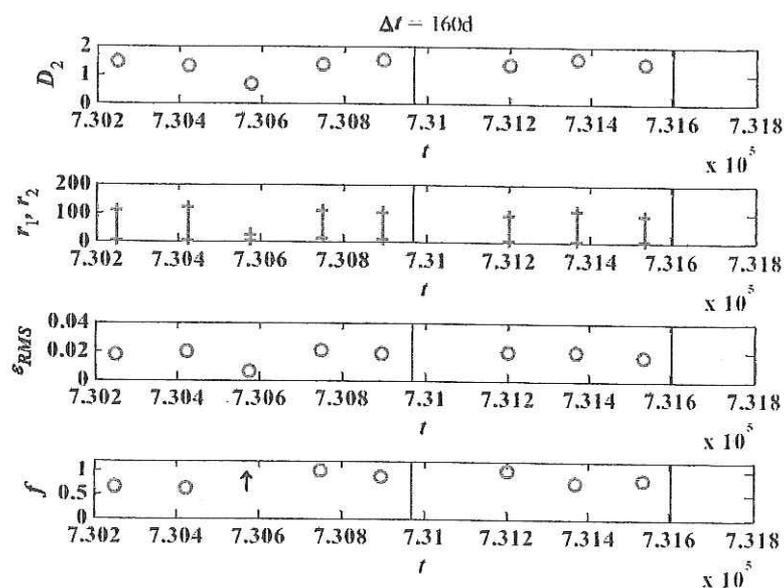


Figura 21. Dimensión fractal D_2 , rango de mejor ajuste lineal $[r_1, r_2]$ (km), RMS del ajuste ϵ_{RMS} , y estimación de a fractalidad f . Método de correlación.

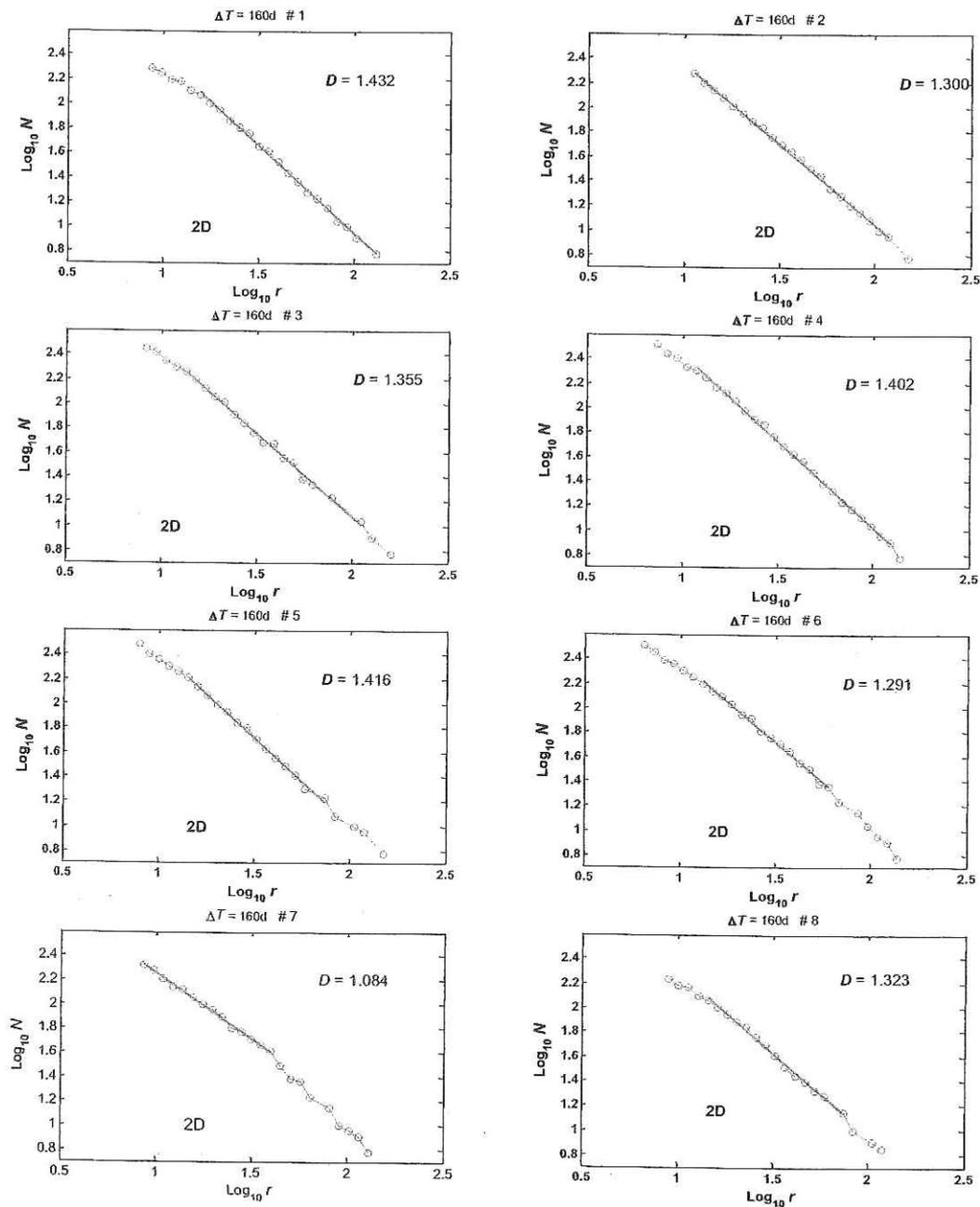


Figura 22. Ajuste lineal, rango de fractalidad y dimensi3n fractal, por el m3todo de conteo de cajas.

El comportamiento del número de cajas de tamaño r por lado ocupadas, es mostrado en la Figura 22, que muestra también las rectas de mejor ajuste (por mínimos cuadrados) graficadas sobre el rango considerado aproximadamente lineal.

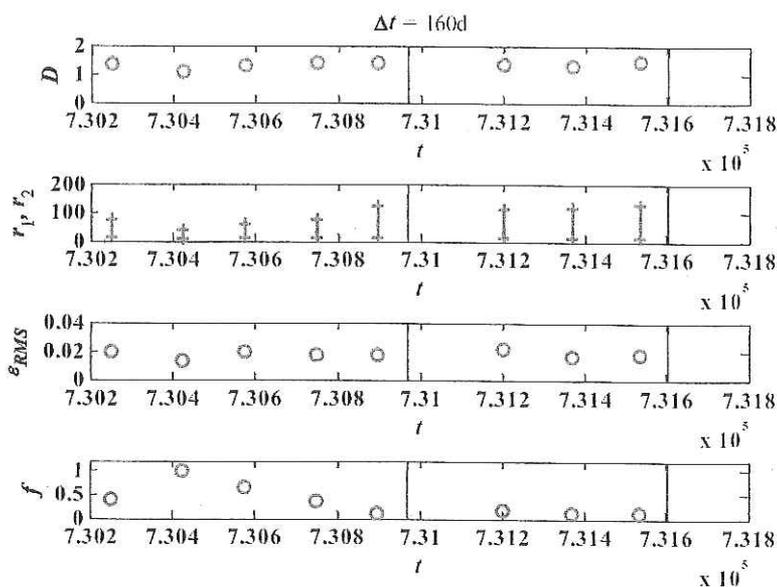


Figura 23. Dimensión fractal D , rango de mejor ajuste lineal $[r_1, r_2]$ (km), RMS del ajuste ε_{RMS} , y estimador de a fractalidad f , para el método de conteo de cajas.

La Figura 23 muestra los valores obtenidos para D , los rangos de mejor ajuste lineal (rango de fractalidad del sistema) $[r_1, r_2]$, el error cuadrático medio (RMS) del ajuste y el estimador de a fractalidad f . No se observa variación significativa de la dimensión fractal pero, a diferencia del método de correlación, sí se observa que la distribución epicentral es más fractal, i.e., tiene un mayor rango de linealidad y se ajusta mejor a una recta antes del sismo principal, como indican los bajos valores de f .

Determinamos, por tanto, que el método de cajas es el más apropiado para medir cambios de posible valor premonitorio, y que el cambio a buscar no es el valor de la dimensión fractal en sí, sino el grado de fractalidad de la distribución epicentral.

III.3 Parámetros de la fuente

En esta sección se describe los resultados obtenidos en el análisis de los parámetros de fuente.

Para el cálculo de los parámetros de fuente (Ω_0 y f_c), se utilizó las series de tiempo (registros de velocidad) de 1356 sismos registrados entre el 1 de enero de 2002 y 21 de enero 2003 por la red RESCO.

En la figura 24 se muestra los valores de Ω_0 y f_c (líneas delgadas) y sus correspondientes promedios sobre 10 días (líneas gruesas); estos promedios son una versión filtrada que permite apreciar mejor las tendencias de los valores de los parámetros, por lo que serán el sujeto de la discusión que sigue.

Comenzando unos 20 a 25 días antes del sismo principal, Ω_0 disminuye y f_c aumenta; 15 días antes de éste, ambas cantidades alcanzan valores extremos de $-2.8s_{\Omega}$ y $3.1s_f$, respectivamente, donde s_{Ω} y s_f son las correspondientes desviaciones estándar. Durante el resto del año ninguno de estos parámetros sobrepasó 2 desviaciones estándar. Los valores extremos alcanzados son altamente significativos y, tras alcanzar sus valores extremos, ambos parámetros invierten su comportamiento y comienzan a disminuir (f_c) y crecer (Ω_0) rápidamente hasta el momento de la ocurrencia del sismo principal. Este

comportamiento puede ser fácilmente reconocible durante el monitoreo de alguna zona sísmica.

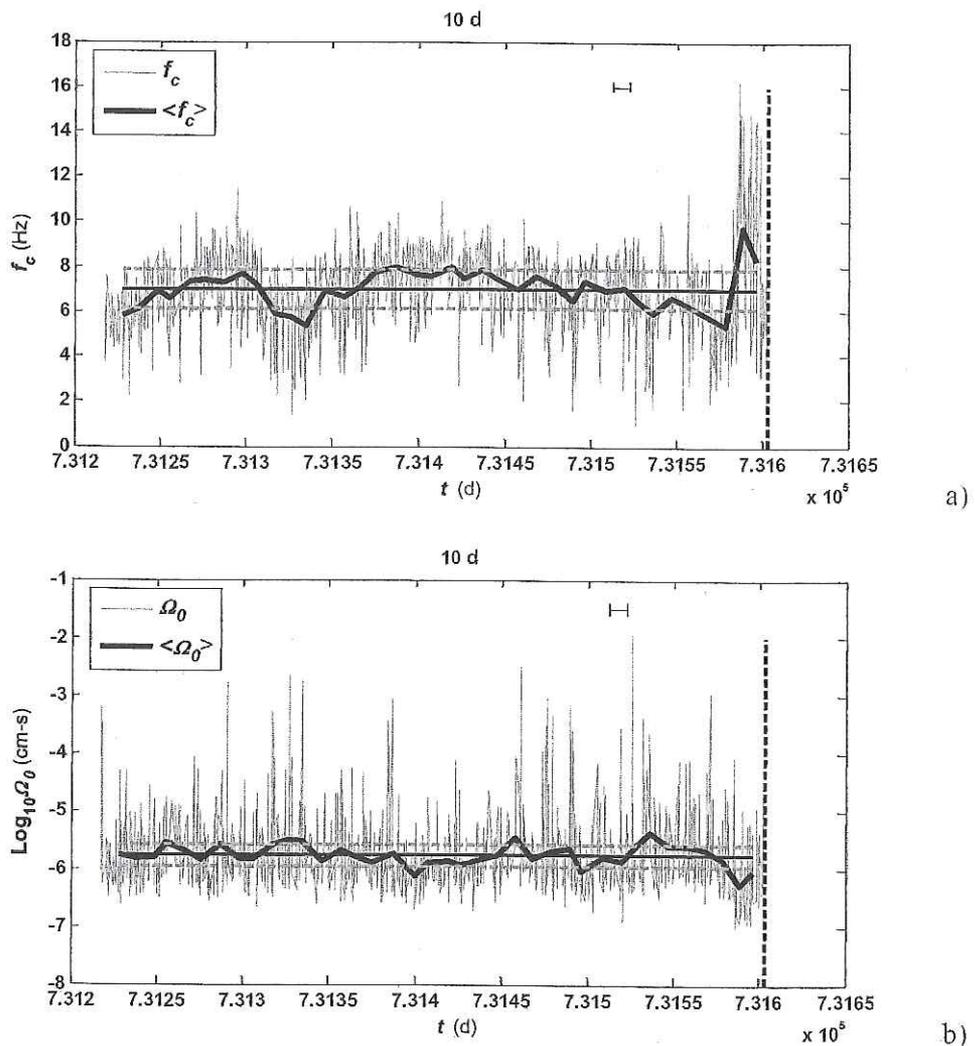


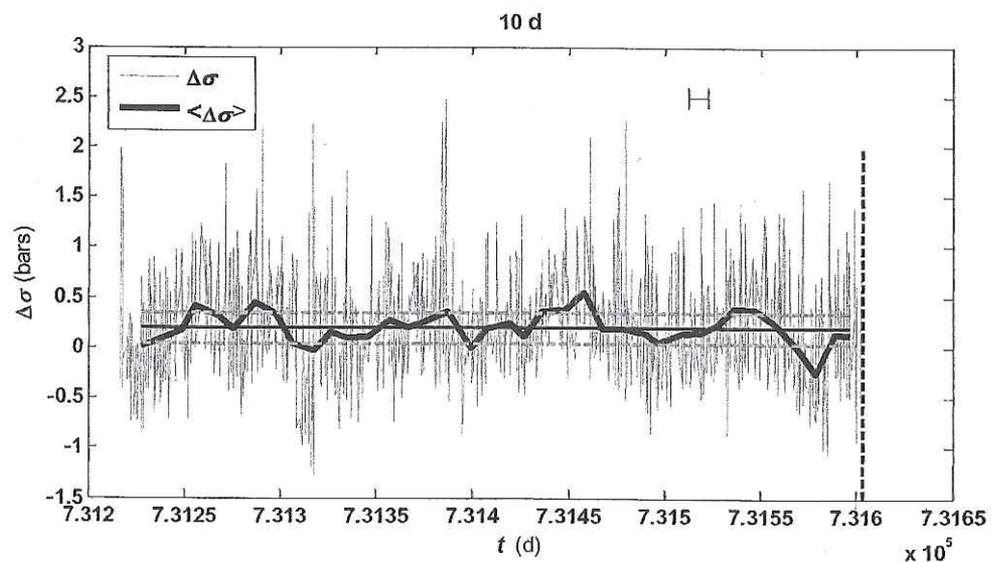
Figura 24. f_c (a) y Ω_0 (b) versus tiempo; la línea delgada corresponde a los valores individuales para cada sismo y la línea gruesa al promedio sobre 10 días; el intervalo de diez días se ilustra en la parte superior. La línea vertical discontinua representa el día cuando ocurre el sismo principal; las líneas horizontales indican el valor medio y \pm una desviación estándar.

Este efecto podría ser interpretado físicamente (en forma especulativa) simplemente como que los sismos se van haciendo, en general, más pequeños, con momentos $\propto \Omega_0$ menores y fuentes $\propto f_c^{-1}$ más pequeñas conforme se acerca el sismo y aumentan de tamaño súbitamente justo antes de éste.

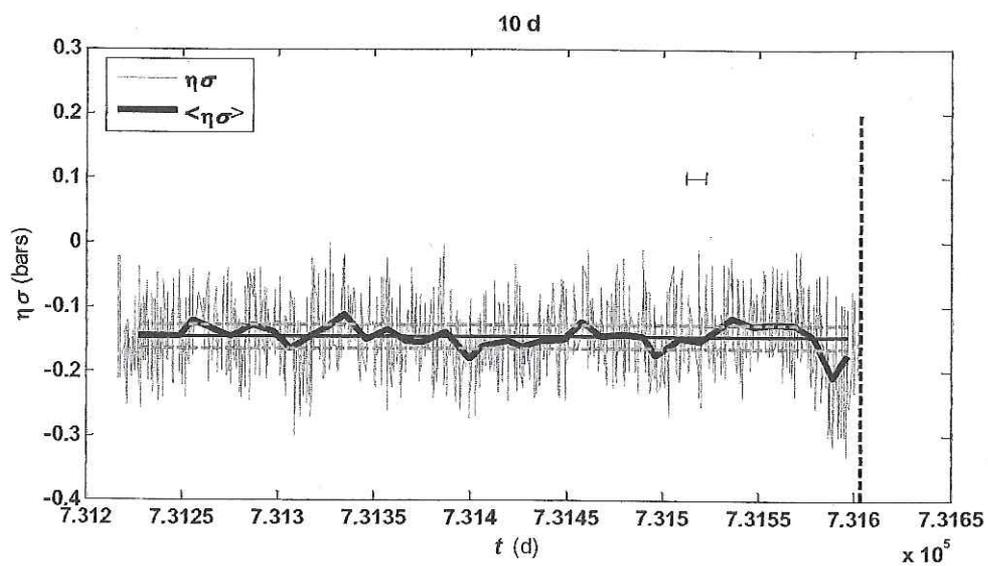
En la Tabla V se muestran los valores máximos y mínimos de los parámetros calculados a partir de Ω_0 y f_c : momento sísmico (M_0), caída de esfuerzos ($\Delta\sigma$), radio de la fuente (r) y magnitud de momento (M_w). También se muestra el esfuerzo aparente ($\eta\sigma$), que incluye información de los parámetros de fuente pero cuya energía fue calculada de la magnitud de coda determinada independientemente por RESCO.

Tabla V. Valores máximos y mínimos, de los parámetros de fuente

	Valor Máximo	Valor mínimo
M_0	$2.84 \times 10^{23} \text{ dyna-cm}$	$7.83 \times 10^{17} \text{ dyna-cm}$
$\Delta\sigma$	301.9 bar	301.9 bar
r	1613 m	83.4 m
$\eta\sigma$	$4.1846 \times 10^3 \text{ bar}$	17.32 bar
M_w	4.9	1.2



a)



b)

Figura 25. $\Delta\sigma$ (a) y $\eta\sigma$ (b) versus tiempo; la línea delgada corresponde a los valores individuales para cada sismo y la línea gruesa al promedio sobre 10 días; el intervalo de diez días se ilustra en la parte superior. La línea vertical discontinua representa el día cuando ocurre el sismo principal; las líneas horizontales indican el valor medio y \pm una desviación estándar.

La Figura 25 muestra la evolución temporal de $\Delta\sigma$ y $\eta\sigma$; puede verse que estos parámetros presentan comportamientos muy similares al presentado en la Figura 24; tanto la caída de esfuerzo como el esfuerzo aparente disminuyen, para luego aumentar, en la misma forma que Ω_0 . La coincidencia en el comportamiento de $\eta\sigma$ puede considerarse evidencia de que los efectos mostrados no son artificio de la lectura de espectros. Estos dos parámetros pueden ser considerados, por tanto, como posibles precursores.

IV Conclusiones

- Los parámetros de fuente Ω_0 y f_c , y sus derivados M_0 , $\Delta\sigma$, r , y M_w , así como $\eta\sigma$ que involucra la magnitud de coda, presentan cambios significativos de muy corto plazo, ~ 15 días antes del sismo principal. Es necesario señalar que sólo se analizó los parámetros de fuente del año 2002, de manera que no es posible saber si la anomalía observada pudo ocurrir en años anteriores o si fue exclusiva del tiempo inmediatamente previo al sismo principal. De ser confirmada su aparición para otros sismos, la combinación de anomalías para Ω_0 y f_c (o sus derivados) constituiría un premonitor significativo de corto plazo (días).
- No se presenta quietud sísmica estricta previa a la ocurrencia del sismo principal, aunque sí se observa una ligera disminución de sismicidad a mediano plazo (meses).
- El valor b , sí presenta disminución previa al evento principal, que es más evidente para estimaciones hechas por el método de mínimos cuadrados. Sin embargo la mayor variación no se debe principalmente a un cambio del histograma Gutenberg-Richter *in toto*, sino a la aparición de sismos con magnitudes (relativamente) altas en número mayor al esperado de la relación $\log_{10} N = a + bM$, efecto al cual no es sensitivo el método de máxima verisimilitud. Es, por tanto, el valor b_0 estimado del ajuste al histograma completo (por mínimos cuadrados) el más sensible al fenómeno, aparentemente premonitor de la aparición de los sismos mencionados. La diferencia entre el valor de b ajustado al rango lineal del histograma y b_0 es

altamente significativa, y el índice β_h , basado en ésta presenta una posibilidad premonitora muy clara.

- La curtosis y el sesgo presentan incremento gradual previo al evento principal, que puede ser considerado como posible premonitor. Este incremento es enfatizado mediante el indicador κ_N , que combina el efecto de aumento en la curtosis con la disminución del número de eventos antes del sismo principal.
- Para los dos métodos considerados, la *dimensión fractal* de la distribución epicentral no presenta cambios, a lo largo del tiempo, que pudieran ser considerados como premonitores. Sin embargo, para el método de conteo de cajas, las distribuciones $\log N$ vs. $\log r$ son más lineales a lo largo de mayores rangos, esto es, son “más fractales” conforme se acerca el tiempo del sismo principal. Por tanto, consideramos que en este caso no es tanto la *dimensión fractal*, cuanto la *fractalidad* del sistema el parámetro a considerar; definimos un estimador de *afractalidad* f que permite cuantificar este parámetro de claro potencial premonitor a mediano plazo.

En resumen, sí encontramos comportamientos aparentemente premonitores en varios parámetros de la sismicidad previa al sismo de Armería de 2003 y diseñamos algunos indicadores o estimadores que ayudan a su identificación y visualización.

La cuestión, importantísima, que queda naturalmente abierta es: ¿Son estos aparentes premonitores particulares para este sismo? En caso de ser efectos asociados únicamente con un sismo particular, entonces no serían realmente premonitores. En caso de aparecer

antes de otros sismos, ¿su valor premonitorio podrá ser evaluado y su aparición, o ausencia, ser utilizada para cálculos de peligro sísmico? Hay que considerar también la posibilidad de que estos efectos dependan de un ambiente tectónico en particular, digamos ambiente somero de zonas de subducción; es importante probar estas observables en diferentes entornos tectónicos para determinar su rango de aplicabilidad. Por último, queda la pregunta de si el fenómeno es aplicable a sismos de esta región en particular; esta posibilidad, junto con la de aplicabilidad general, indica la necesidad de continuar el monitoreo de la región de Colima, pues aparentemente queda en ella un gap aún sin romper.

V REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aki K. A. (1981) A probabilistic synthesis of precursory phenomena. *Earthquake Prediction*, D.W. Simpson y P.G. Richards, American Geophysical Union, Washington, D.C., 566-574 p

Bandy W., C. Mortera-Gutierrez J. Urrutia-Fucugauchi y T.W.C. Hilde (1995) The subducted Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift? *Geoph. Res. Lett.*, **22**: 3075-3078 p

Barton D. J., Foulger G. R., Henderson J. R., y Julian B. R. (1999) Frequency-magnitude statistics and special correlation dimensions of earthquakes at Long Valley caldera, California. *Geophys. J. Int.*, **138**: 563-570 p

Banfill R. (2002) Win-SUDS Utilities 2.83, Banfill Software Engineering. <http://www.banfill.net/suds.html>, consultado en febrero de 2006.

Brune J. N. (1970) Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **75**: 4997-5099 p

Brune J. N. (1971) Correction. *J. Geophys. Res.*, **76**: 5002 p

Enescu B. y Kiyoshi I. (2001) Some premonitory phenomena of the 1995 Hyogo-Ken Nanbu (Kobe) earthquake : seismicity, *b-value* and fractal dimension. *Tectonophysics*. **338**: 297-314 p.

Fedotov S. (1965) Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kurile islands, and northern Japan. *Tran.Acad. Sc. USSR, Inst. Phys. Earth*, **36**: 66-93 p

Guo Z. y Ogata Y. (1995) Correlation between characteristic parameters of aftershock distributions in time, space and magnitude. *Geoph. Res. Lett.*, **22(8)**: 993-996 p

Hainzl S., Zöller G. Kurths J., y Zschau J. (2000) Seismic quiescence as an indicator for large earthquakes in system of self-organized criticality. *Geoph. Res. Lett.*, **27 (5)**: 597-600 p.

Hanks T. C. y Thatcher W. (1972) A graphical Representation of seismic source parameters. *J. Geophys Res.*, **77**: 4393-4404 p.

Hanks T. C. y Kanamori H. (1979) A moment magnitude scale. *J. Geophys Res.*, **84**: 2348-2350 p.

Hirata T. (1989) Fractal dimension of fault system in Japan: fractal structure in rock fracture geometry at various scales. *Pure and applied geophysics (PAGEOPH)*., **131**: 157-170 p

Hirata T. (1989) A correlation between the b value and the fractal dimension of Earthquakes. *J. Geophys Res.*, **94**: 7507-7514 p.

Ide S. y B. Gregory C. (2001) Does apparent stress vary with earthquake size? *Geoph. Res. Lett.*, **28** (17): 3349-3352 p.

Kagan Y. Y. y Knopoff L. (1980) Spatial distribution of earthquakes: the two-point correlation function. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **62**: 303-320 p.

Keilis-Borok V. I., Knopoff L., y Rotvain I. M. (1980). Bursts of aftershocks, long-term precursors of strong earthquakes. *Nature*, **283**: 259-263 p.

Lee W. y Lahr J. (1978) HYP071 (Revised): A computer program for determining hypocenter magnitude and first motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geol. Surv., Open-File Rep.* **59**: 75-311 p.

Lei X. y Kusunose K. (1999) Fractal structure and characteristic scale in the distributions of earthquake epicenters, active faults and rivers in Japan. *Geophys. J. Int.*, **139**: 754-762 p

Lombardi A. M. (2003) The maximum likelihood estimator of b -value for mainshocks, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**: 2082-2088 p.

Main I. (1996) Statistical physics, seismogenesis, and seismic hazard. *Reviews of Geophysics*, **34** (4): 433-462 p.

Mandelbrot B. (1967) How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractal dimension, *Science* **165**: 636-638 p.

Nava F. A. (2003) *Terremotos. La ciencia para todos. Cuarta edición.* México D.F. 158 p

Nava F.A y Frez J. A. Local Earthquake Location Method, Based on Time Difference Fitting Through Genetic Search, for Tectonic and Volcanological Applications. en **preparación.**

Núñez-Cornú F. J., G. A. Reyes-Dávila, M. R. López, E. Trejo Gómez, M. A. Camarena-García, y C. A. Ramírez Vazquez, (2004) The 2003 Armería, México Earthquake (Mw = 7.4): Mainshock and Early Aftershocks. *Seism. Res. Lett.*, **75**: 734-743 p

Pacheco JF, Singh SK, Dominguez J, Hurtado A, Quintanar L, Jimenez Z, Yamamoto J, Gutierrez C, Santoyo M, Bandy W, Guzman M, Kostoglodov V, Reyes G, y Ramirez C (1997) The October 9, 1995 Colima-Jalisco, Mexico earthquake (M-W 8): An aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932. *Geoph. Res. Lett.*, **24**: 2223-2226 p.

Papazachos B. C. (1975) Foreschoks and earthquake prediction. *Tectonophysics*, **28**: 213-226 p.

Reyes A., J. N. Brune, y C. Lomnitz (1979) Source mechanism and aftershock study of Colima, Mexico earthquake of January 30, 1973. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**: 1819-1840 p.

Richter C. (1958) *Elementary seismology.* W.H.Freeman & Co., USA, 768 p.

Schols C. H. y Mandelbrot B. B. (1989) Fractales in Geophysics. Reprint from Pure and applied geophysics (PAGEOPH), **131**: 313 p

Singh S. K., J.F. Pacheco, L. Alcántara, G. Reyes, M. Ordaz, A. Iglesias, S. M. Alcocer, C.Gutiérrez, C. Valdés, V. Kostoglodov, C. Reyes, T. Mikumo, R. Quaas, y J. G.Anderson. (2003) A Preliminary Repor on the Tecomán, México Earthquake of 222003 (Mw 7.4) and Its Effects. *Seism. Res. Lett.*, **74**: 279-289 p.

Singh S. K., L. Ponce, y S. P. Nishenko (1985) The great Jalisco, Mexico, earthquakes of 1932: Subduction of the Rivera Plate. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**: 1301-1313 p.

Smith W. D. (1981) The *b*-value as an earthquake precursor. *Nature*, **289**: 136-139 p.

Takahashi T., Sato H., Ohtake M., y Obara K. (2005) Scale dependence of Apparent Stress for earthquakes along the subducting pacific plate in Northeastern Honshu, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**:1334-1345 p.

Turcotte D. L. (1992) Fractal and Chaos in Geology and Geophysics. *Cambridge University Press*. Primera edición. New York. 221 p

Vere-Jones D. (1978) Earthquake prediction – A statistician's view, *J. Phys. Earth*, **26**: 129-146 p.

Wallace T. C., y Lay T. (1995) Modern global seismology. *Academic press*. Primera edición San Diego California, 521 p

Welkner M. P. (1965) Statistical Analysis of earthquake occurrence in Japan, 1926-1956, *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, **2**: 1-27 p.

Wyss M. y Stefansson R. (2006) Nucleation points of recent Mainshocks in Southern Iceland, mapped by *b* values, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**: 599-608 p.

Yagi Y., T. Mikumo, J. Pacheco, G. Reyes, (2004) Source rupture process of the Tecoman, Colima, Mexico earthquake of January 22, 2003, determined by joint inversion of teleseismic body-wave and near-source data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94** 1795-1807 p.

APÉNDICE A1

Tenemos la serie de tiempo de un sismo, en este caso en cuentas, Figura A1.

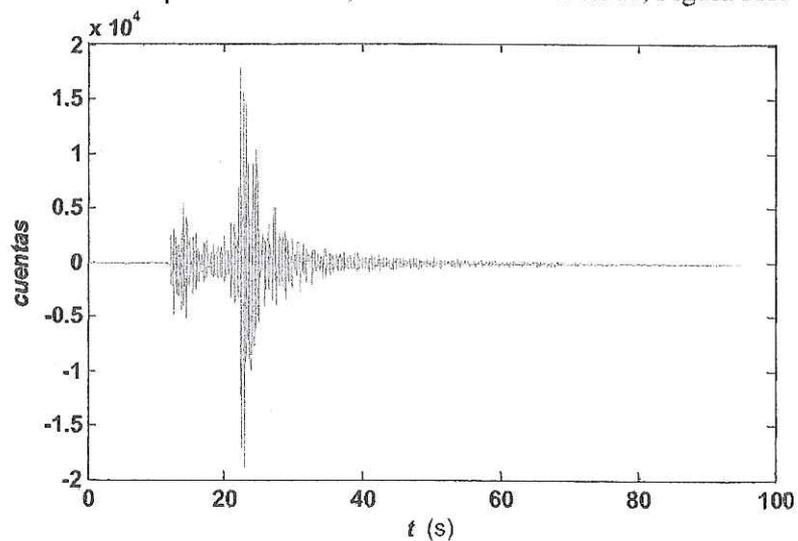


Figura A1. Registro en cuentas.

De cuentas pasamos a unidades de velocidad Figura A2. Ya teniendo el registro en unidades de velocidad lo integramos para obtener el desplazamiento (Figura A3).

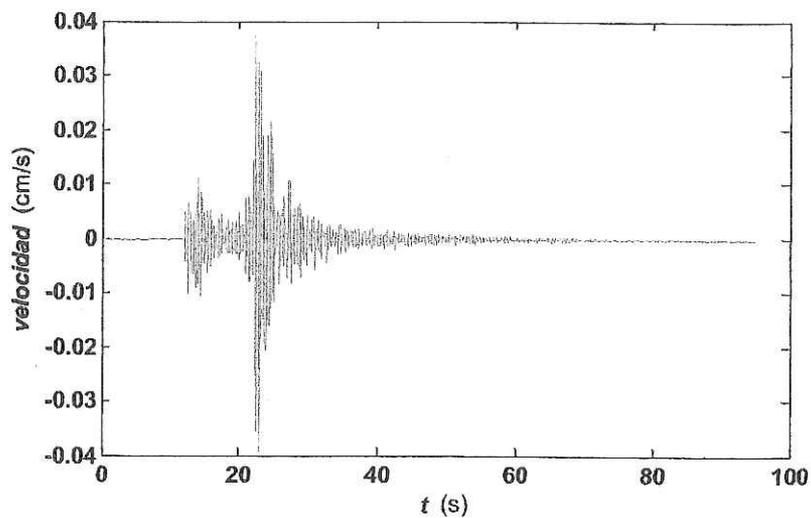


Figura A2. Registro de velocidad.

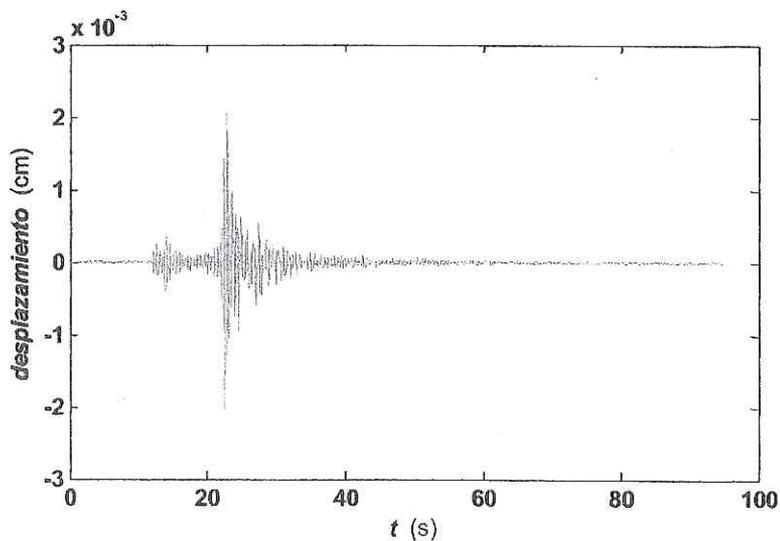


Figura A3. Registro de desplazamiento.

Ya teniendo el registro de desplazamiento se toma una ventana que contenga la onda S (Figura A4).

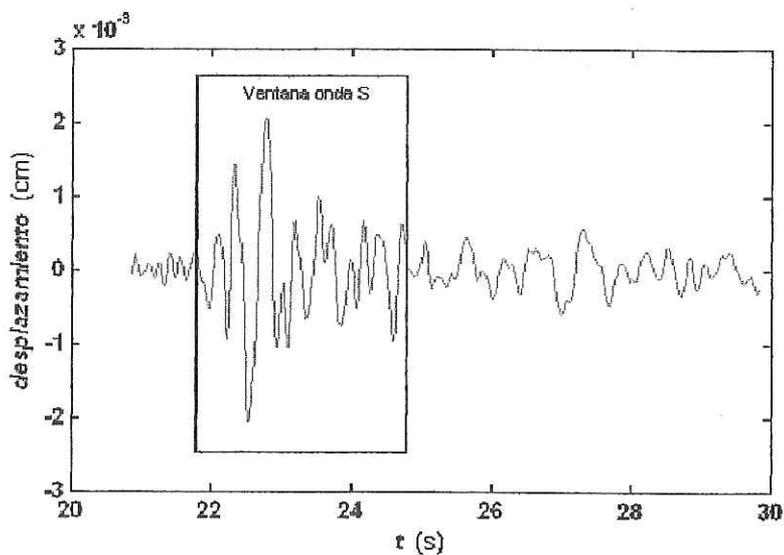


Figura A4. Venta de la onda S.

Por último se obtiene la transformada de Fourier de la ventana de la onda S y se grafica en escala logarítmica la amplitud vs frecuencia (caso ideal Figura A5) y se toman las lecturas de Ω_0 y f_c (Figura A6).

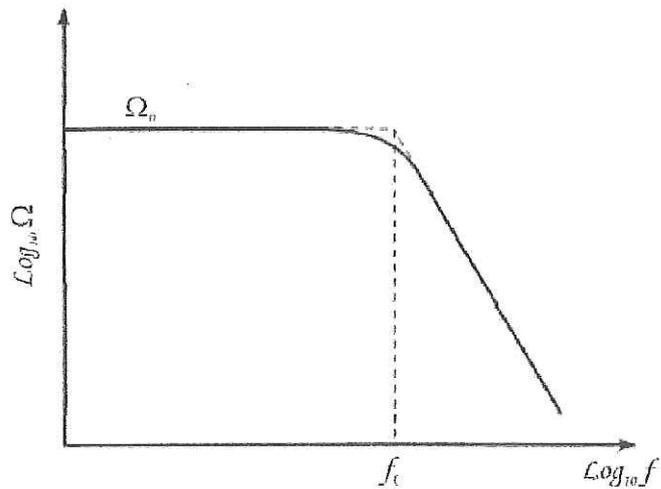


Figura A5 Espectro de desplazamiento teórico (Brune 1970)

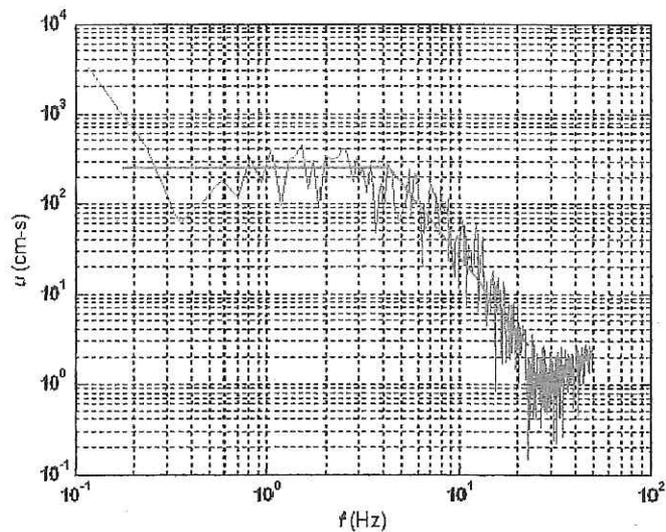


Figura A6. Espectro de desplazamiento real.