



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS**

**HACIA UNA REGIONALIZACIÓN DEL PELIGRO
SÍSMICO OCASIONADO POR RÉPLICAS, PARA
SISMOS EN LA COSTA DEL PACÍFICO
MEXICANO**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS (SISMOLOGÍA)
PRESENTA**

LENIN ÁVILA BARRIENTOS

TUTOR: DR. F. RAMÓN ZÚÑIGA D. M.



JURIQUILLA, QUERÉTARO, JUNIO 2007



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS**

**HACIA UNA REGIONALIZACIÓN DEL PELIGRO
SÍSMICO OCASIONADO POR RÉPLICAS, PARA
SISMOS EN LA COSTA DEL PACÍFICO
MEXICANO**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS (SISMOLOGÍA)
PRESENTA**

LENIN ÁVILA BARRIENTOS



TUTOR: DR. F. RAMÓN ZÚÑIGA D. M.

JURIQUILLA, QUERÉTARO, JUNIO 2007



AGRADECIMIENTOS.

A mi familia, que de manera incondicional me ha brindado su apoyo. A mi madre y padre – Fili y Fausto- por brindarme su amor, su apoyo, comprensión y cariño. Por estar conmigo en todos los momentos, por compartir conmigo triunfos y derrotas. Por enseñarme a luchar y no rendirme por lo que uno quiere. A ellos que me han enseñado e inculcado sus grandes valores, por enseñarme a conducirme en la vida con responsabilidad, respeto y dedicación. A mis hermanos Fausto, Jazmín y Eduardo, a ellos quienes les agradezco todo el apoyo brindado, su amor y cariño, por entenderme y escucharme, por sus consejos. A mis sobrinos Yael y Luís, quienes de alguna u otra manera me han ayudado a ver la vida llena de alegría y esperanza. A mis tíos y primos, por sus consejos y apoyo. A todos ellos GRACIAS.

Institucionalmente a CONACYT por el gran apoyo brindado durante este tiempo. Al CGEO, a la UNAM, por la oportunidad de seguir adelante en mi formación.

A mi tutor Dr. F. Ramón Zúñiga D. M. quien me brindo su confianza y apoyo para la realización de este trabajo, por compartirme su conocimiento, consejos y experiencias. A mis maestros, Dr. Carlos Mendoza, Dr. Juan Martín Gómez, Dr. Marco Guzmán, Dr. Ángel Nieto, Dr. Susana Alaniz, Dr. Héctor Román, Dr. Harald Bonel, Dr. Roberto Molina, Dr. Luca Ferrari, Dr. José Antonio López Cruz-Abeyro, Dr. Anatoliy Kotsarenko y Dr. Jorge Arturo Arzate, por el apoyo brindado durante mi maestría, por sus consejos y paciencia. A todos ellos por contribuir a mi formación profesional.

A Marta Pereda, por su valiosísimo apoyo, ya que sin su ayuda los trámites se hubiesen vuelto un gran caos.

A Sol y Teresita por su paciencia y apoyo, grandes personas.

A mis amigos y compañeros de cubículo, Norma, Irais y Joel, por su gran apoyo tanto académico como moral, por compartir conmigo sus vidas y experiencias. A Fernando Corbo por brindarme su amistad y confianza (Gracias “Uru” por todo). A Isaac por su comprensión. A Irving y Paula por sus consejos. A mi amigo y compañero de casa Víctor por su paciencia. Al buen Andrés (Andrew) y Aldo R. por su amistad. A

Jaqueline, Blanca, Laura, Ienisei, Lia, Mónica, Alejandra, Idaly, Nelly, Montse, Marisol, Lina, Norma H, Yazmín, Guadalupe, Maru, Paulina, Rosario, Ma. Elena, Shack, Caco, Jobo, Alfredo, Jorge, Toño, Rodolfo, Gildardo, Javier, Pepe, Barajas, Ramón, Chilo, Caballero, Pancho, Lupillo, Osky, Michelangelo, Aldo I., a mi paisano Toño G., grandes personas, amigos y compañeros.

A mis amigos fuera del CGEO, Uriel y Alejandro por su gran amistad, por su apoyo en todas circunstancias, por sus consejos.

A todas aquellas personas que han contribuido a mi formación tanto como persona como profesionalista, y que, sin intención, no he nombrado en esta sección, pero saben que su amistad siempre será conservada en la mente y corazón.

MUCHAS GRACIAS.



INDICE GENERAL

Resumen	6
Abstract	8
Capítulo I.- Introducción	10
<i>I.1.- Generalidades</i>	10
<i>I.2.- Antecedentes</i>	14
<i>I.2.1.- Relación Omori-Utsu</i>	14
<i>I.2.2.- Relación Gutenberg-Richter</i>	17
<i>I.2.3.- Trabajos previos</i>	19
Capítulo II.- Metodología de análisis	23
<i>II.1.- Área de estudio</i>	23
<i>II.2.- Base de datos</i>	25
<i>II.2.1.- Errores en los catálogos</i>	26
<i>II.3.- Metodología</i>	35
<i>II.3.1.- Método del radio fijo</i>	37
<i>II.3.2.- Método visual</i>	44
<i>II.3.3.- Método de enjambres</i>	48
Capítulo III.- Resultados	54
<i>III.1.- Método del radio fijo</i>	54
<i>III.2.- Método visual</i>	56
<i>III.3.- Método de enjambres</i>	57
<i>III.4.- Discusión de resultados</i>	58
<i>III.4.1.- Método del radio fijo</i>	58
<i>III.4.2.- Método visual</i>	65
<i>III.4.3.- Método de enjambres</i>	70
Capítulo IV.- Conclusiones	77
<i>IV.1.- Relación entre los valores p y la posible segmentación de la zona de subducción.</i>	77
<i>IV.2.- Conclusiones</i>	83
Referencias	87
Apéndice A.- Gráficas del método del radio fijo	92



Apéndice B.- Gráficas del método visual

118

Apéndice C.- Gráficas del método de enjambres

136



INDICE DE FIGURAS

Figura 1.- <i>Esquema de los tipos de subducción</i>	13
Figura 2.- <i>Histograma de valores altos de p para la región Este del pacífico</i>	16
Figura 3.- <i>Histograma de valores bajos de p para la región Oeste del pacífico</i>	16
Figura 4.- <i>Gráficas de RMF para distintas regiones de México</i>	19
Figura 5.- <i>Mapa de zonas de fractura y ruptura de algunos sismos importantes</i>	24
Figura 6.- <i>Segmentación propuesta por Zúñiga y Guzmán (1994)</i>	25
Figura 7.- <i>Gráfica de número acumulativo-magnitud para algunas regiones de las Aleutianas</i>	28
Figura 8.- <i>Mapa de la zona de estudio</i>	32
Figura 9.- <i>Mapa de la zona de estudio con la variación de M_c</i>	35
Figura 10.- <i>Distribución circular de la fórmula propuesta por Kagan (2002) de la secuencia de réplicas del evento de Colima de 1995, $M=7.3$</i>	39
Figura 11.- <i>Gráfica de número acumulativo-tiempo para el evento de Colima de 1995, $M=7.3$</i>	40
Figura 12.- <i>Ajuste para obtención del valor p para el evento de Colima de 1995, $M=7.3$</i>	41
Figura 13.- <i>Gráfica de número acumulativo-magnitud para el evento de Colima de 1995, $M=7.3$</i>	42
Figura 14.- <i>Gráfica de distancia máxima contra magnitud</i>	44
Figura 15.- <i>Distribución de la secuencia de réplicas empleando el método visual para el evento de Colima de 1995, $M=7.3$</i>	45
Figura 16.- <i>Gráfica de número acumulativo-tiempo para el evento de Colima de 1995, $M=7.3$</i>	46
Figura 17.- <i>Ajuste para obtención del valor p para el evento de Colima de 1995, $M=7.3$</i>	47
Figura 18.- <i>Gráfica de número acumulativo-magnitud para el evento de Colima de 1995, $M=7.3$</i>	47
Figura 19.- <i>Enjambres encontrados empleando el algoritmo de Reasenberg (1985)</i>	51
Figura 20.- <i>Gráfica de número acumulativo- tiempo de los eventos encontrados empleando el algoritmo de Reasenberg (1985)</i>	52
Figura 21.- <i>Ajuste para la obtención del valor p para el evento de Colima de 1995, $M=7.3$</i>	53
Figura 22.- <i>Gráfica de número acumulativo-magnitud para el evento de Colima de 1995, $M=7.3$</i>	53
Figura 23.- <i>Valores p para el método de radio fijo</i>	59
Figura 24.- <i>Segmentación propuesta por Zúñiga y Guzmán (1994) con epicentros de los eventos analizados.</i>	60



Figura 25.- <i>Valores p promedio para el método de radio fijo</i>	61
Figura 26.- <i>Barras de error de los valores p para el método de radio fijo</i>	62
Figura 27.- <i>Valores b para el método de radio fijo</i>	63
Figura 28.- <i>Barras de error de los valores b para el método de radio fijo</i>	64
Figura 29.- <i>Valores p para el método visual</i>	65
Figura 30.- <i>Valores p promedio para el método visual</i>	66
Figura 31.- <i>Valores p para el método de radio fijo y visual</i>	67
Figura 32.- <i>Barras de error de los valores p para el método visual</i>	68
Figura 33.- <i>Valores b para el método visual</i>	69
Figura 34.- <i>Barras de error de los valores b para el método visual</i>	70
Figura 35.- <i>Valores p para el método de enjambres</i>	71
Figura 36.- <i>Barras de error de los valores p para el método de enjambres</i>	72
Figura 37.- <i>Valores b para el método de enjambres</i>	73
Figura 38.- <i>Barras de error de los valores b para el método enjambres</i>	74
Figura 39.- <i>Gráfica de valores p contra edad de la placa</i>	75
Figura 40.- <i>Gráfica de valores b contra edad de la placa</i>	76
Figura 41.- <i>Gráfica de profundidad de los eventos para el método de radio fijo y visual</i>	79
Figura 42.- <i>Regionalización del valor p</i>	80
Figura 43.- <i>Regionalización del valor p</i>	82



INDICE DE TABLAS

Tabla 1.- <i>Comparación del valor p y flujo de calor para algunas regiones.</i>	21
Tabla 2.- <i>Datos generales de los eventos de subducción analizados.</i>	33
Tabla 3.- <i>Datos generales de los eventos que no pertenecen al régimen de subducción somera.</i>	34
Tabla 4.- <i>Resultados de los eventos empleando el método de radio fijo.</i>	54
Tabla 5.- <i>Resultados de los eventos a los que se les restringió su secuencia de réplicas.</i>	55
Tabla 6.- <i>Resultados de los eventos empleando el método visual.</i>	57
Tabla 7.- <i>Resultados de los eventos empleando el método de enjambres.</i>	58



RESUMEN

En esta investigación se analizaron dos de los principales parámetros de las secuencias de réplicas ocurridas en la costa del Pacífico Mexicano tales como su decaimiento en número a través del tiempo o valor “ p ” de la relación Omori-Utsu (Fórmula modificada de Omori) y el valor “ b ” que es el valor de la pendiente en la relación Gutenberg-Richter. El objetivo principal fue estudiar si existe una correlación entre el régimen tectónico y la generación de réplicas que pudiera ser observada a nivel regional, adicionalmente se pretende encontrar bases estadísticas para determinar el peligro sísmico ocasionado por las réplicas sobre la costa del Pacífico Mexicano en forma relativa. Para ello se utiliza la información disponible que permite un análisis sistemático de las réplicas de una región a otra, para posteriormente poder contar con la posibilidad de efectuar estimaciones de probabilidad de ocurrencia de réplicas destructivas en las diversas regiones sismogénicas del país. Para conseguir dicho objetivo se realizó una regionalización de los parámetros p y b sobre la costa del Pacífico Mexicano (entre las coordenadas geográficas -115° a -91° de longitud), usando la información de sismicidad obtenida por la red del Servicio Sismológico Nacional (SSN) para años recientes (1988-2004). Además, se plantea la idea preliminar de la cuantificación del peligro sísmico de réplicas en México, y se da la pauta para la evaluación futura del peligro sísmico en tiempo real conforme van ocurriendo las réplicas.

La base de datos empleada, considera el periodo de mayor homogeneidad y con menor magnitud umbral de detección, es decir, datos posteriores a 1988. Se seleccionaron todos los eventos considerados susceptibles de generar réplicas importantes, los cuales fueron identificados como de $M \geq 6.0$, con la excepción de un evento ocurrido en la brecha de Guerrero con magnitud 5.4, el cual generó una inusual gran cantidad de réplicas y que fue incluido para compararse con el resto de los eventos, dando un total de 49 eventos analizados.

Para evaluar las características básicas de las secuencias de réplicas una vez determinados los eventos principales (EP), se utilizaron tres métodos para discriminar



réplicas de eventos independientes. Posteriormente se obtuvieron los valores p y b de cada secuencia, con el fin de hacer una comparación entre ellas y observar la variación de estos parámetros entre cada método. Los métodos de selección fueron:

Método de radio fijo.- Usando una selección automática basada en una distribución circular correspondiente al área máxima de afectación de las réplicas (radio fijo).

Método visual.- Por medio de una selección visual del área y tiempo de ocurrencia, considerando la variación de las curvas de número acumulado contra tiempo.

Método de enjambres.- Empleando un algoritmo de identificación automática de enjambres.

Las secuencias de réplicas analizadas utilizando los métodos anteriores, arrojan valores muy similares entre sí aunque existen variaciones que atribuimos a los métodos. En general se encontró que los valores p tienen una tendencia a decrecer del Oeste del Pacífico Mexicano hacia el Este, lo cual parece estar directamente relacionado con la edad de la placa y por consiguiente con la ductibilidad del material. Observamos una relación en la que los valores altos de p coinciden donde el material es más caliente (Oeste), mientras que los valores bajos se encuentran hacia el Este, donde el material es más frío y la edad de la placa es mayor. Los valores de p en promedio para el lado Oeste del Pacífico oscilan entre 1 a 0.9 y entre 0.9 a 0.8 para la parte Este. Las profundidades de los eventos no presentan grandes variaciones siendo de 40 km en promedio, ello indica que el valor p no está relacionado con la profundidad de los eventos principales.

Los valores b se correlacionan adecuadamente con una segmentación propuesta previamente para la zona de subducción del Pacífico, los cuales varían en promedio en un rango de 1.2 a 0.8. Estos valores muestran una tenue relación inversa con los valores p , lo que conlleva a una relación directa con la edad de la placa.



ABSTRACT

In this research we analyzed some of the main parameters of aftershock sequences which occurred on the Mexican Pacific coast; i.e. the (aftershock sequence) decline in number through time or p value Omori-Utsu relation (Omori's modified formula); and b value that represents the slope in the Gutenberg-Richter relation. The main objective in this research was to study whether a correlation between tectonic regime and aftershock generation characteristics exists, and thus obtain a basis for determining the relative seismic hazard caused by aftershocks on the Mexican Pacific coast. To do this we employed available information that permits a systematic analysis of aftershock sequences from one region to other, from which probability estimations of occurrence of destructive aftershocks in different seismogenetic regions can be carried out. To attain the above-mentioned objective we carried out a p and b parameters regionalization on the Mexican Pacific coast (between geographic latitude coordinates -115° and -91°), using the seismicity information obtained from National Seismology Survey (Servicio Sismológico Nacional, SSN) for recent years. Furthermore we raise the idea of aftershock seismic hazard quantification in Mexico and thus give the guidelines towards a future seismic hazard evaluation in real time as aftershocks occur.

The data base employed was considered for the period of major homogeneity and with lower magnitude threshold of detection, data subsequent to 1988. The events considered susceptible of generating important aftershocks were selected; these events were identified as $M \geq 6.0$ with exception of an event which occurred in the Guerrero gap with a magnitude of 5.4, and which generated an anomalous large quantity of aftershocks giving a total 49 events analyzed.

We evaluated the basic features of aftershocks sequences employing three methods to discriminate aftershocks from independent shocks. Thus we obtained p and b values for every sequence with the purpose to do a comparison among aftershocks sequences and analyze the p and b values results from one method to other. The selection methods were:



Fix radius method.- Using an automatic selection based in a circular distribution that correspond to maximum aftershock affectation area (fix radius).

Visual method.- By means a visual selection of the area and time of occurrence, considering the variation in the cumulative number Vs time plot.

Clusters method.- Employing an algorithm for automatic clusters identification.

The aftershocks sequences analyzed using the above mentioned methods show similar values, however, the p values have a tendency to decrease from the West of the Mexican subduction zone to the East which is directly related with the age of the plate and therefore with the ductility of the material. We observed a relation where the high p values fit with the hotter material (West), while the lower values were found to the East where material is colder and the plate older. The p values average for the West side of Mexican Pacific range from 1 to 0.9 and from 0.9 to 0.8 to the East side. The mainshocks do not vary greatly in depth. We calculate 40 km depth in average and the variation is minimum, this indicates that the p value is not related to the mainshocks depth.

The b values agree with a previously segmentation proposed for the Pacific subduction zone. These values, in average, range from 1.2 to 0.8. These values show an inverse relation with p values and a direct relation with the age plate which increases from the West to East.



CAPITULO I.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Generalidades

De las catástrofes naturales, los sismos representan un gran riesgo para la población, ya que de un momento a otro, miles de personas pueden llegar a perder bienes y hasta la vida. Algunos sismos han llegado a causar cientos de miles de muertes y graves daños en áreas de miles de kilómetros cuadrados (Nava, 1987), ya que las vibraciones ocasionadas por los eventos sísmicos ponen en peligro a las estructuras desplantadas sobre la superficie de la Tierra, debido a que se generan fuerzas de inercia en las masas de los edificios por causa de los momentos vibratorios, que inducen esfuerzos importantes en los elementos de la estructura, que pueden conducirla a la falla (Ávila-Barrientos, 2003).

Entre los casos de estudio sismológicos están las réplicas sísmicas, las cuales son sismos que ocurren después de un evento mayor, cuyos focos están localizados en el área de ruptura del evento principal o en su periferia (Nava, 1987). Generalmente el termino *réplicas* es usado para eventos que ocurren dentro de la longitud de ruptura de una falla del evento principal. Las réplicas poseen un peligro sísmico significativo, el cual bajo ciertas circunstancias, pueden incluso, exceder el peligro del evento principal (Wiemer y Katsumata, 1999; Hough y Jones, 1997). Wiemer (2000), menciona que las réplicas poseen un peligro significativo en áreas pobladas, por ejemplo, una réplica de $M= 5.8$ del evento de 1999 en Izmit, Turquía ($M_w=7.4$), mató a 7 personas y dejó heridas a otras 420. De lo anterior deviene la importancia de su estudio, que en años recientes se ha incrementado debido a la observación de que el cambio de los campos transitorios de esfuerzos y cambios en esfuerzos estáticos, pueden *disparar* réplicas (Wiemer y Katsumata, 1999). La ocurrencia de réplicas puede durar desde unos cuantos días hasta años (Nava, 1987; Utsu *et al.*, 1995). Se puede definir la duración de la actividad de una secuencia de réplicas como el tiempo requerido para que esta actividad decrezca al nivel de sismicidad que tenía antes del evento principal, si es que ésta fuera estacionaria (sismicidad umbral). Las réplicas podrían continuar después de este tiempo, pero se confundirían con el nivel de la sismicidad umbral (Utsu *et al.*, 1995).



Una secuencia de réplicas ofrece una fuente de información por que pueden ocurrir desde decenas a millares de sismos en un corto periodo y en un área pequeña. Esta fuente de información ha sido utilizada en muchos estudios, por ejemplo: interpretación de inversiones tomográficas, caída de esfuerzos y análisis de inversión del tensor de esfuerzos (Wiemer y Katsumata, 1999), que dan idea de la estructura y comportamiento de la litósfera.

En esta investigación se analizan dos de los principales parámetros de las réplicas de sismos ocurridos en México, como su decaimiento en número a través del tiempo o valor “ p ” de la relación Omori-Utsu (Fórmula modificada de Omori) (Utsu *et al.*, 1995) y el valor “ b ” (Gutenberg y Richter, 1942) que es el valor de la pendiente en la relación Gutenberg-Richter, este parámetro tectónico describe la relativa abundancia de eventos grandes a pequeños. La importancia de considerar estos parámetros recae en que la ley de Gutenberg-Richter describe una ley potencial del tamaño de la distribución de los sismos y la relación de Omori-Utsu describe el decaimiento en el tiempo de la actividad de las secuencias de réplicas (Wiemer y Katsumata, 1999).

La heterogeneidad espacial de la sismicidad dentro de una zona de réplicas ha sido recientemente estudiada sistemáticamente con detalle (Wiemer, 2000, Wiemer y Katsumata, 1999; Toda et al., 1998). Estos estudios han demostrado que la actividad, el tamaño del área de la distribución de eventos y la tasa de decaimiento varían en el tiempo y en espacio en cada secuencia de réplicas. La elaboración de mapas que representen el peligro en función de las réplicas dependientes del tiempo (mapas que se actualizan en tiempo real) es un resultado lógico de la combinación de dos relaciones bien establecidas y es un método que ha sido explorado recientemente con éxito (<http://pasadena.wr.usgs.gov/step/>). Actualmente existen mapas de peligro probabilístico del evento principal y de las réplicas que son accesibles en tiempo real para California y Japón. Tales mapas proporcionan toda la información disponible acerca del peligro de manera comprensiva y familiar tanto para los sismólogos como para los ingenieros (Wiemer, 2000; <http://pasadena.wr.usgs.gov/step/>).



Se han llevado a cabo un gran número de estudios tanto locales como regionales sobre la distribución espacio-temporal de réplicas para casos particulares. Sin embargo, no se había efectuado ningún estudio que relacionara la producción de réplicas con la situación tectónica hasta que Singh y Suárez (1988) observaron la variación regional en el número de réplicas ($m_b \geq 5.0$) de grandes sismos inversos que han ocurrido a lo largo de las zonas de subducción del cinturón circumpacífico. El análisis se basó en réplicas de sismos de subducción y superficiales ($M_w \geq 7.0$) que habían ocurrido desde la instalación de la Red Estándar Sismográfica Mundial (WWSSN, por sus siglas en inglés), bajo la premisa de que el mismo número de réplicas debería ser esperado para eventos de tamaño similar, si las condiciones de la interfase de las placas son semejantes. Alternativamente, una gran variación en el número de réplicas sugeriría diferencias en los grados de heterogeneidad sobre o cerca de la interfase de las diferentes zonas de subducción. El patrón de réplicas en zonas de subducción del cinturón circumpacífico mostró que el número de réplicas en el Este del Pacífico son menores a aquellas del Oeste para eventos de magnitudes similares (M_w). El número de réplicas aparentemente se correlaciona con el grado de acoplamiento en la interfase de la placa. Las zonas de subducción con fuerte acoplamiento, causado por la penetración de la joven litósfera oceánica a velocidades relativamente grandes, muestran deficiencia en el número de réplicas. Por otra parte, las interfases de las placas tales como aquellas del Oeste del Pacífico, donde el piso oceánico es viejo, comienza a subducirse a velocidades relativamente pequeñas (acoplamiento débil), resultando en un gran número de réplicas. Esto sugeriría que estas diferencias en el número de réplicas en el Este y Oeste del Pacífico son un reflejo del grado de acoplamiento presente sobre la placa de interfase (Singh y Suárez, 1988).

De ahí que un fuerte acoplamiento resulta en pocas heterogeneidades, mientras un gran número de heterogeneidades existen en regiones de débil acoplamiento, lo cual ha sido corroborado en otros estudios (Tsapanos, 1995; Singh y Suárez, 1988; Tajima y Kanamori, 1985b). Singh y Suárez (1988), consideran tres tipos de zonas de subducción: Alaska, México y New Hebrides (Figura 1), donde el grado de acoplamiento está gobernado por el esfuerzo compresivo a través del límite de la placa. El tipo de subducción en Alaska, presenta un grado de compresión alto que resulta en un fuerte acoplamiento, con asperezas



relativamente grandes y homogéneas con una pequeña separación entre ellas, además de una pequeña área de expansión de las réplicas y un número relativamente pequeño de las mismas. El tipo de subducción en México difiere un tanto del de Alaska y esta representado por paquetes de asperezas, más pequeñas, el ancho de las zonas de mayor acoplamiento son relativamente más pequeñas; estas, quizás son manifestaciones de pequeños esfuerzos compresivos. El tipo de subducción en New Hebrides, posiblemente tiene un esfuerzo compresivo muy bajo, lo cual explica la abundancia de heterogeneidades de escalas variadas en la interfase, porque estas no rozan con el piso oceánico. Las altas concentraciones de esfuerzos sobre estas pequeñas asperezas, asumiendo la misma fuerza de las rocas como se sugiere para la caída de esfuerzos de los eventos y también quizás debido a la reducción del esfuerzo friccional (por la abundancia de sedimentos con alta presión de poro en la interfase), la ruptura ocurre en niveles relativamente bajos de esfuerzos tectónicos, el área de ruptura esta rodeada por muchas de estas pequeñas heterogeneidades y sedimentos con alta presión de poro, que hacen crecer el área de réplicas, ocurriendo así muchas de estas (Singh y Suárez, 1988).

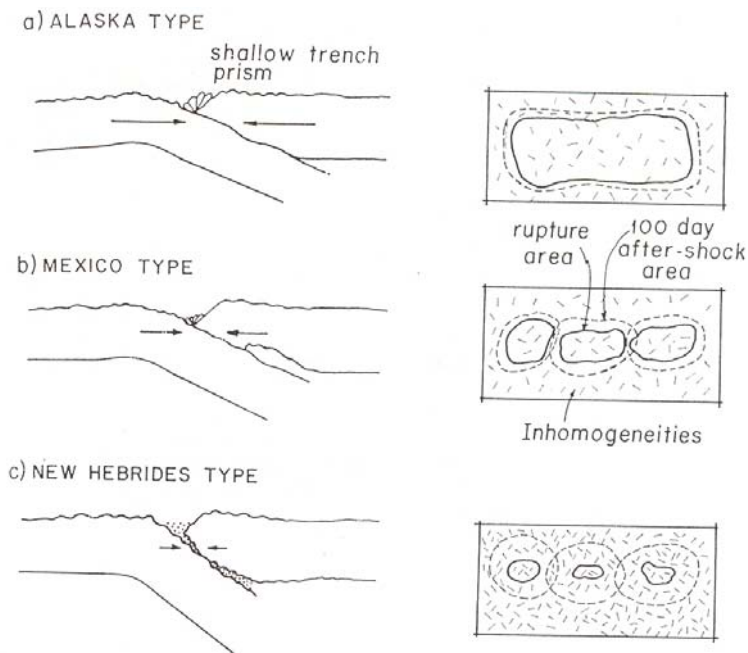


Fig. 1.- Esquema de los tipos de subducción de acuerdo a Singh y Suárez (1988), a partir de los cuales se trata de explicar el número de réplicas.



La mayoría de los trabajos relacionados con el estudio de las réplicas sísmicas se han enfocado a la cuantificación de las mismas en términos de los valores p y b , sin proporcionar una caracterización del peligro sísmico. Sin embargo, un problema que ha sido poco atacado es la cuantificación sistemática de la probabilidad de ocurrencia de una o varias réplicas dañinas, inmediatas a la ocurrencia de un sismo destructivo en forma de caracterización regional.

El objetivo principal de esta investigación es estudiar si existe una correlación entre el régimen tectónico a nivel regional y la generación de réplicas que pudiera usada para encontrar bases para determinar el peligro sísmico ocasionado por las réplicas sobre la costa del Pacífico Mexicano en forma relativa. Para ello se utiliza la información disponible que la cual permite una visión preliminar de la variación de las características de generación de réplicas, con el objeto de tener una base para efectuar futuras estimaciones de probabilidad de ocurrencia de réplicas destructivas en las diversas regiones sismogénicas del país. Para conseguir dicho objetivo se realizó una regionalización de los parámetros p y b , sobre la costa del Pacífico Mexicano usando la información de sismicidad obtenida por la red del Servicio Sismológico Nacional (SSN) para años recientes (1988-2004). Además, se plantea la idea preliminar de la cuantificación del peligro sísmico de réplicas en México, así como dar la pauta para la evaluación futura del peligro sísmico conforme van ocurriendo las réplicas.

1.2.-Antecedentes

1.2.1.- Relación Omori-Utsu

Omori (Omori, 1894a, b), propuso una fórmula para representar el decaimiento de la actividad de las réplicas con el tiempo. Él estudió el decremento de las frecuencias de medio día y mensuales, de réplicas con el tiempo, siguiendo el sismo de 1891 de Nobi, en el centro de Japón, y otros dos eventos en el mismo país. Omori mostró que la frecuencia de las réplicas $n(t)$ por intervalo de tiempo, en el tiempo t , estaba bien representada por:



$$n(t) = K (t + c)^{-1} \quad 1.2.1$$

donde K y c son constantes, t es medido desde el tiempo de origen del evento principal, sin embargo Omori usó diferentes tiempos de origen en sus artículos. La explicación física de la fórmula relaciona observaciones como el pos-deslizamiento sobre la ruptura de una falla durante el evento principal, la emisión acústica después de la fractura de una muestra de roca, etc. (Utsu *et al.*, 1995). Utsu *et al.* (1995) y Utsu (1957) enfatizan que el decaimiento de la actividad de las réplicas de varios eventos sísmicos, es más rápido que aquel esperado en la fórmula general de Omori. La pendiente de la curva de número acumulativo de sismos $n(t)$, graficado contra $\log t$, tiende a decrecer con el tiempo (Utsu *et al.*, 1995):

$$n(t) = K (t + c)^{-p} \quad 1.2.2$$

Utsu *et al.* (1995) y Utsu (1961) llamaron a la ecuación 1.2.2 la fórmula modificada de Omori (actualmente denominada relación Omori-Utsu). El valor p describe la tasa de decaimiento de la secuencia de réplicas, en términos relativos los altos valores de p indican un rápido decaimiento de la secuencia de réplicas y un valor bajo indica un decaimiento lento de la secuencia (Figuras 2 y 3) (Wiemer y Katsumata, 1999). Tsapanos (1995) menciona que la diferencia en los valores de las Figuras 2 y 3, se debe al acoplamiento interplaca, ya que para el lado Oeste del Pacífico de manera general se observa un débil acoplamiento y un alto grado de heterogeneidad, contrastando con la parte Este. Utsu *et al.* (1995) estimaron los valores de p y c para 41 secuencias de réplicas mayormente en Japón, los valores de p cayeron en el rango de 0.9 a 1.8, pero los valores más frecuentes ocurrieron dentro de 1.1 a 1.4. Utsu *et al.* (1995) y Utsu (1969, 1961) consideraron que los valores p y c son parámetros que caracterizan eventos principales de secuencias individuales de réplicas y discutieron la relación entre estas y otras cantidades, tales como la magnitud del evento principal, la diferencia de magnitud entre el evento principal y la réplica más grande (Relación de Båth, Shcherbakov *et al.*, 2004) y el valor b de la relación Gutenberg-Richter para magnitudes de réplicas (Utsu *et al.*, 1995) pero no hicieron inferencias sobre el régimen tectónico.

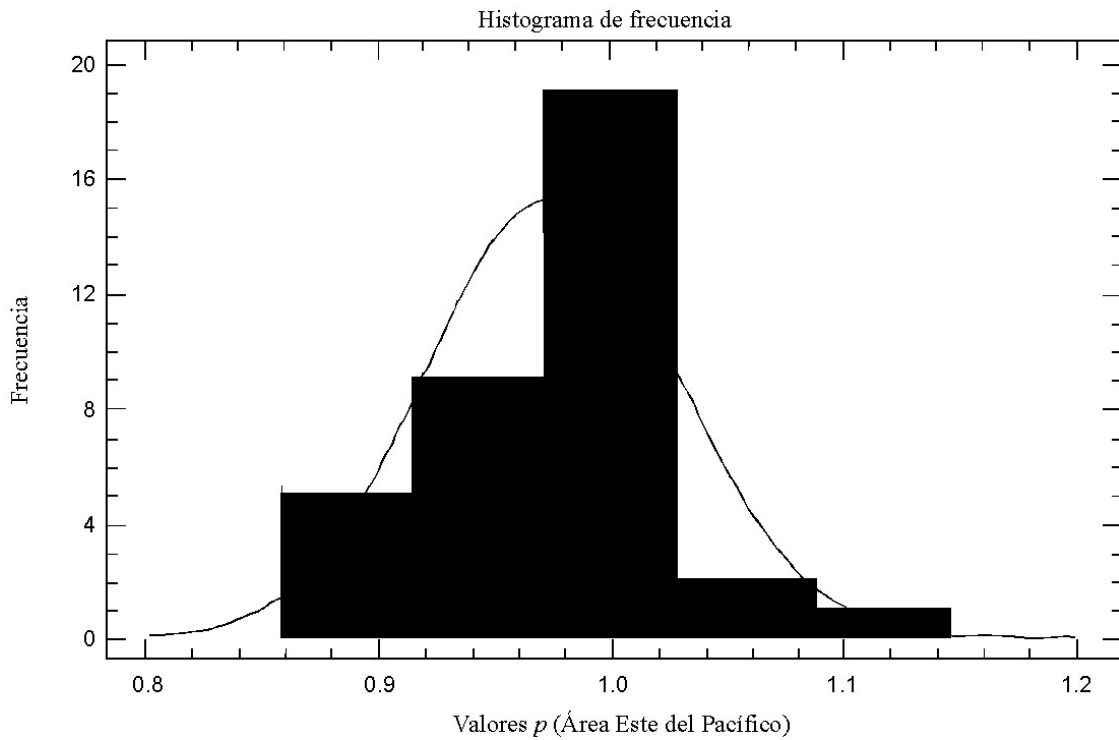


Fig. 2.- Histograma que muestra valores altos de p para la región Este del Pacífico los cuales indican un rápido decaimiento de las réplicas (tomado de Tsapanos, 1995).

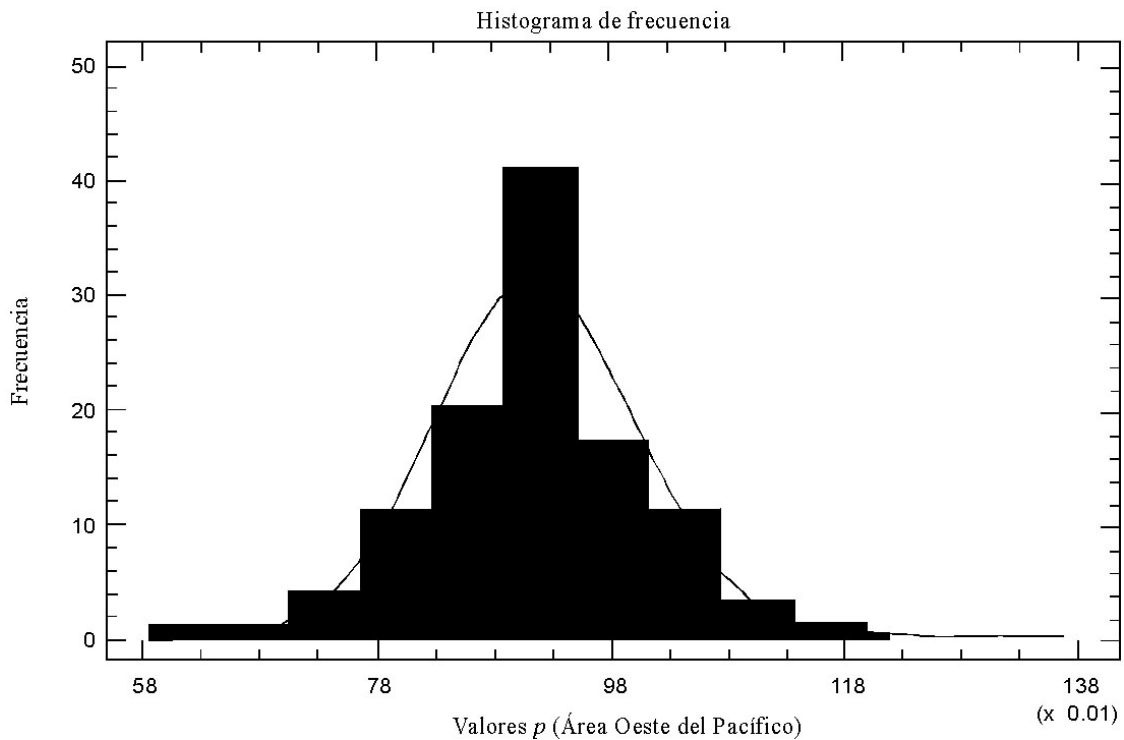


Fig. 3.- Histograma que muestra valores bajos de p para la región Oeste del Pacífico los cuales indican un lento decaimiento de las réplicas (tomado de Tsapanos, 1995).



1.2.2.- Relación Gutenberg-Richter

La distribución de los sismos con respecto a las magnitudes muestra una autosemejanza, esto parece ser resultado de un proceso auto-similar y obedece a una ley potencial o a una escala fractal. Esto implica la ausencia de una característica asociada al tamaño del evento (límites teóricos sobre el máximo o mínimo tamaño del evento).

La siguiente fórmula empírica es conocida en el Asia como la relación Ishimoto-Iida (Kulhanek, 2005; Ishimoto e Iida, 1939) y en Occidente como la relación Gutenberg-Richter (Kulhanek, 2005; Gutenberg y Richter, 1942):

$$\log N = a - bM \quad 1.2.3$$

$$N = 10^{a-bM} \quad 1.2.4$$

La fórmula 1.2.3 define la distribución de los eventos con respecto a la magnitud, para una cierta región y un intervalo de tiempo, esta provee un número de sismos, N , con magnitud mayor o igual a M , donde a y b son constantes reales positivas. El valor a describe la actividad o productividad sísmica (log del número de eventos con $M=0$). Esto está determinado por la tasa de sismicidad que para una cierta región depende del volumen y la ventana de tiempo considerada. El valor b , el cual es típicamente cercano a 1 (Kulhanek, 2005; Zúñiga y Wyss, 2001), es un parámetro tectónico que describe la abundancia relativa de grandes a pequeños eventos. Se ha observado que tiene relación con las propiedades del medio, como el esfuerzo y/o las condiciones del material en la región focal lo cual ha sido comprobado en el laboratorio (Scholz, 1968). La ecuación 1.2.3 también usualmente es referida como la relación magnitud-frecuencia (RMF) (Kulhanek, 2005), y representa una relación lineal entre $\log N$ y M , como se muestra en los ejemplos de la Figura 4 para algunas regiones de México. Aunque los datos observados se describen adecuadamente a través de esta ecuación, la relación lineal sólo se mantiene para magnitudes en un cierto rango $M_1 \leq M \leq M_2$, M_1 representa el límite mínimo y M_2 el límite máximo donde dicha relación se cumple, estos límites no necesariamente implican que sean las magnitudes mínima y máxima de la secuencia de datos analizada (Figura 4). Se ha visto



que para magnitudes mayores o iguales a 7.3 la frecuencia decrece más rápidamente Kulhanek (2005) y consecuentemente una relación no lineal podría ser en algunos casos una mejor aproximación de los datos observados. Kulhanek (2005) señala dos explicaciones para las desviaciones lineales:

1.- En las magnitudes pequeñas esto se debe a datos incompletos en los catálogos. Sin embargo, el decremento de b (bajo el umbral de magnitud), puede no ser sólo un efecto artificial de lo incompleto del catálogo, es posible que las magnitudes pequeñas no sean tan numerosas.

2.- En magnitudes mayores, se deben a la saturación de las escalas de magnitud, problema asociado a la forma de medir las magnitudes (en particular cuando se trata de magnitudes como m_b o M_d , las cuales se saturan alrededor de $M = 6.0$ (Stein y Wysession, 2003). Otra razón de las desviaciones lineales es el tamaño de los catálogos disponibles, que por lo regular son muy cortos en tiempo y no llegan a incluir la ocurrencia de los eventos mayores, con la consiguiente pérdida de información.

Adicionalmente a lo expuesto por Kulhanek, cada región tiene capacidad de generar un sismo de cierta magnitud máxima, debido a limitaciones tanto tectónicas como puramente geométricas, lo que conlleva a un truncamiento de la relación lineal.

Zúñiga y Wyss (2001) proponen que el valor absoluto de b depende también de la escala de magnitud usada, ya que hay una clara evidencia de que las escalas de magnitud cambian cuando se introduce una nueva instrumentación y/o nuevos procedimientos de análisis, de la misma forma que se modifican con el tiempo, y esto afecta las distribuciones de frecuencia –magnitud.

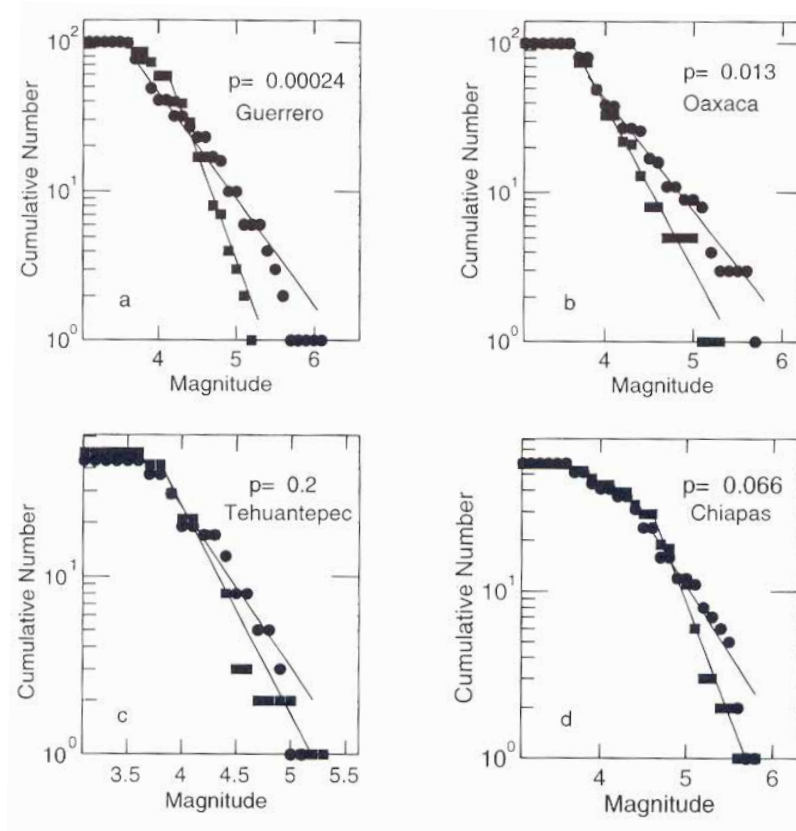


Fig. 4.- Gráficas RMF para distintas regiones de México (tomado de Zúñiga y Wyss, 2001) en donde se muestran variaciones observadas en el valor de b . Los círculos indican volumen de muestras interpretadas como asperezas. Los cuadrados indican volumen de muestras cercanas a altos valores b . P indica la probabilidad de que las dos distribuciones hayan sido seleccionadas de la misma población.

1.2.3.- Trabajos previos

Se ha encontrado que los valores de p para el Japón son altos para las secuencias del lado del mar de Japón y bajos sobre el lado del Océano Pacífico (Utsu *et al.*, 1995; Enescu e Ito, 2002) (Tabla 1). Esta distribución es similar a la distribución superficial de los valores de flujo de calor. Mogi (1967a) argumentó que la actividad de las réplicas decae más rápido ($p \geq 1.3$) en regiones donde la temperatura cortical es más alta, y el esfuerzo se relaja más rápido. Wang y Wang (1983) estudiaron los valores de p para nueve secuencias de réplicas, siguiendo grandes sismos ($M \geq 7.0$) en el Este de China después de 1966, enfatizando que los valores de p son relativamente bajos ($p = 0.56-0.99$) para aquellos eventos, incluyendo el sismo de Tangshan de 1976, esto contrasta con lo calculado para el sismo de Bohai de 1969 para el cual se obtuvo un valor alto de $p = 1.40$ (Utsu *et al.*, 1995).



Wei *et al.* (1984) obtuvieron un valor de $p = 1.5$ para esta misma secuencia. Liu (1984) propuso que los valores de p menores a 1.0 caracterizan secuencias de réplicas normales, mientras que las secuencias de réplicas que ocurren después de un macrosismo ($M \geq 7.0$) muestran valores de p mucho más grandes de 1.0. Kisslinger y Jones (1991) calcularon la probabilidad máxima estimada de los valores de p , c y b para 39 secuencias de réplicas en el sur de California. Los valores de p se distribuyen desde 0.7 a 1.8 con una media de 1.11 ± 0.25 , varios de los valores altos son obtenidos en la depresión de Salton, donde el flujo de calor es alto y los bajos valores se obtuvieron en una región donde el flujo de calor es bajo (Tabla 1). Zhao *et al.* (1992) encontraron valores bajos de p para secuencias de eventos intraplaca en China para 32 secuencias de réplicas (Tabla 1), también estimaron la probabilidad máxima de p y c ; los valores de p tienen un intervalo de 0.63 a 1.54 con una media de 0.95; estos valores no son relacionados con la magnitud del evento principal. Matsúura (1993) obtuvo la probabilidad máxima estimada de los valores de K , p y c para las réplicas de un evento con $M \geq 6.0$ en y cerca de Japón durante 1969-1991. La media de los valores de p para eventos interplaca es de 1.16 y para los eventos intraplaca es de 1.12. Wiemer y Katsumata (1999) investigaron la variabilidad espacial del valor b de la relación Magnitud-Frecuencia y la tasa de decaimiento de réplicas descritas por el valor p de la relación Omori-Utsu, para las secuencias de Landers, Northridge, Morgan Hill y Kobe. Encontraron una considerable variabilidad espacial, los valores b varían en un rango de 0.6 a 1.4 y los valores p de 0.5 a 1.8. La distribución de los valores a lo largo del rumbo de la ruptura de Kobe muestran distintamente volúmenes diferentes, los más altos valores b están localizados al SW del epicentro, concentrados en una profundidad superficial. Estos valores de b coinciden con la localización de una superficie de fallamiento observada en la isla Awaji (Wiemer y Katsumata, 1999; Nakata *et al.*, 1995) y con el área de más alto deslizamiento liberado, determinado por datos geodésicos, telesísmicos y de movimiento fuerte (Wiemer y Katsumata 1999; Ide *et al.*, 1996; Wald, 1996). Valores elevados de b ($b \approx 1.1$) son encontrados a una profundidad superficial por debajo de la ciudad de Kobe, entre 20 y 25 km al norte del epicentro. Más lejos tanto al sur como al norte del epicentro se encontraron los valores más bajos de b ($b < 1.0$). Los valores de p se encontraron en un rango de 1.0 ± 0.05 a 1.45 ± 0.07 , con el más alto valor de p encontrado en el extremo más alejado al norte de la sismicidad.



Tabla 1.- Comparación entre valores p y flujo de calor para algunas regiones.

Región	p	No. de secuencias de réplicas analizadas	Tectónica	Flujo de Calor.
Mar de Japón	≥ 1.3	31	-----	Alto
Japón (lado del Pacífico)	Bajos	31	-----	Bajo
China	0.63-1.54	32	Intraplaca	Bajo
California	0.7-1.8	39	Falla Transcurrente	Alto

Para la zona de Morgan Hill, los valores de b pueden ser divididos en dos grupos: 1.- bajos valores de b ($b < 0.7$) en la vecindad del hipocentro, en profundidades mayores a 8 km y 2.- valores altos de b ($b > 1.0$) en un volumen de 15-20 km al SE del hipocentro y en el epicentro. La región de los altos valores de b al SE del hipocentro coincide aproximadamente con el área del mayor deslizamiento liberado durante el evento, el promedio de la desviación estándar de los valores b es 0.05. El rango de los valores p va de aproximadamente 0.5 a 1.0 al sur, los cuales son los valores más bajos observados de las cuatro secuencias de réplicas estudiadas. Las dos áreas de incremento del valor p se correlacionan espacialmente con las dos áreas de mayor deslizamiento liberado durante el evento principal, mientras que alrededor muestran bajos valores de p inferiores a 0.6, en este caso la media de la desviación estándar de los valores es de 0.11 (Wiemer y Katsumata, 1999). En Landers los altos valores de b son observados a 20-50 km hacia el norte del hipocentro, cerca del área del alto deslizamiento. La parte sur de la zona de ruptura de Landers muestra bajos valores de b ($b \approx 0.9$). La distribución de los valores p a lo largo del rumbo de la zona de la ruptura muestra bajos valores de p cerca del área de ruptura del evento Joshua Tree, cerca de 28 km al sur del epicentro de Landers y 30 km más al sur de la zona de ruptura. El valor de p alcanza un mínimo absoluto de ≈ 0.85 alrededor de 20 km de la zona de ruptura y se incrementa a valores mayores de 1.1 hacia el norte. De hecho 30 km más al norte de la zona de ruptura muestra altos valores p ($p \sim 1.2$). El extremo sur de la zona de ruptura de Landers aproximadamente cerca de 5 km al sur del hipocentro y cerca de la falla de Pino, coincide con los límites entre los valores de b y p (Wiemer y Katsumata, 1999). En Northridge, perpendicular al rumbo del plano de falla, se observa un área central de altos valores b ($b \approx 1.3$), a profundidades de ~ 8 -12 km. Por



arriba y por debajo de esta área los valores son mucho más bajos ($b < 0.7$). La característica más destacada en la distribución de los valores p , son los altos valores en profundidades superficiales ($p > 2.0$), por arriba del área de alto deslizamiento. Los valores p dentro del plano de ruptura son generalmente más bajos ($p < 1.5$) (Wiemer y Katsumata, 1999).

El análisis de la distribución espacial de los valores p y b dentro de estas cuatro zonas de réplicas, sugiere que existe una considerable cantidad de variabilidad sistemática de estos parámetros. La práctica común de simplemente asignar un valor de p y b a una secuencia entera de réplicas es una sobre simplificación, ya que subestima lo complejo de la heterogeneidad espacial de la estructura interna de la secuencia de réplicas, sin embargo puede aplicarse a estudios comparativos regionales. Lo anterior ocurre porque los parámetros físicos gobiernan la tasa de decaimiento y la distribución de tamaño, tales como los esfuerzos, las propiedades del material, la presión de poro, etc., que podrían variar substancialmente a lo largo del rumbo de una zona de réplicas. La actividad de las réplicas en una sección de una falla puede ser considerada grandemente independiente de la actividad en otro extremo de la misma (Wiemer y Katsumata, 1999).



CAPITULO II.- METODOLOGÍA DE ANÁLISIS

II.1.- Área de estudio

La sismicidad y la tectónica del sur de México están caracterizadas por la subducción de las placas oceánicas de Rivera y Cocos por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la trinchera de Meso-América, la cual muestra variaciones laterales en el ángulo de subducción. Usando datos de una red permanente local Suárez *et al.* (1990), definieron la geometría de la placa subducida en mayor detalle y mostró que en México central la placa subducida no tiene un ángulo constante, sino que en cambio, después de un echado inicial de alrededor de 15° , este se convierte casi sub-horizontal y queda como base (underplate) de la placa Norteamericana. La subducción de la placa hacia el sur muestra cambios en el ángulo de inclinación, variando desde una subducción sub-horizontal por debajo de México central a una pendiente relativamente inclinada donde la cordillera submarina de Tehuantepec esta comenzando a subducirse (Pardo y Suárez, 1995).

El Suroeste de México es la región de la zona de subducción donde la placa de Cocos es más joven, de la misma manera, la edad de la placa Rivera es también relativamente joven, sin embargo el echado de la subducción en esta área es alrededor de 40° a 45° . La mayor diferencia entre las zonas de subducción de las placas Rivera y Cocos es la lenta tasa de convergencia entre Rivera y Norteamérica, de alrededor 2 cm/año, relativo a la mayor tasa de Cocos-Norteamérica de alrededor de 6 cm/año (Pardo y Suárez, 1995).

Hasta cierto punto la profundidad del contacto sismogénico de la placa puede ser estimado a partir de la máxima profundidad de los eventos inversos superficiales, en el caso de la placa de Cocos esta profundidad es consistentemente más superficial que 25 km. En el caso de la placa Rivera la máxima profundidad de acoplamiento parece ser más profunda y alcanza alrededor de los 40 km (Pardo y Suárez, 1995).



La subducción en el sur de México puede ser aproximada como una placa sub-horizontal por debajo de la placa Norteamericana, la cual es delimitada hacia el Este por una geometría de subducción pronunciada de la placa de Cocos por debajo de la placa Caribe y de la placa de Rivera por debajo de la Norteamericana hacia el Oeste. El ancho de la zona sismogénica de la placa Rivera es aparentemente más ancha (~75 km), que la de la placa de Cocos de alrededor 60 km (Pardo y Suárez, 1995).

El área de estudio de la presente investigación abarca toda la costa del Pacífico Mexicano (entre las coordenadas geográficas -115° a -91° de longitud), que incluye eventos desde el Golfo de California hasta Guatemala, pasando del límite de placa transcurrente-divergente, en el Golfo de California, a la subducción en la trinchera de Meso-América y pasando también por la triple unión de las placas de Cocos-Norteamérica-Caribe. (Figura 5)

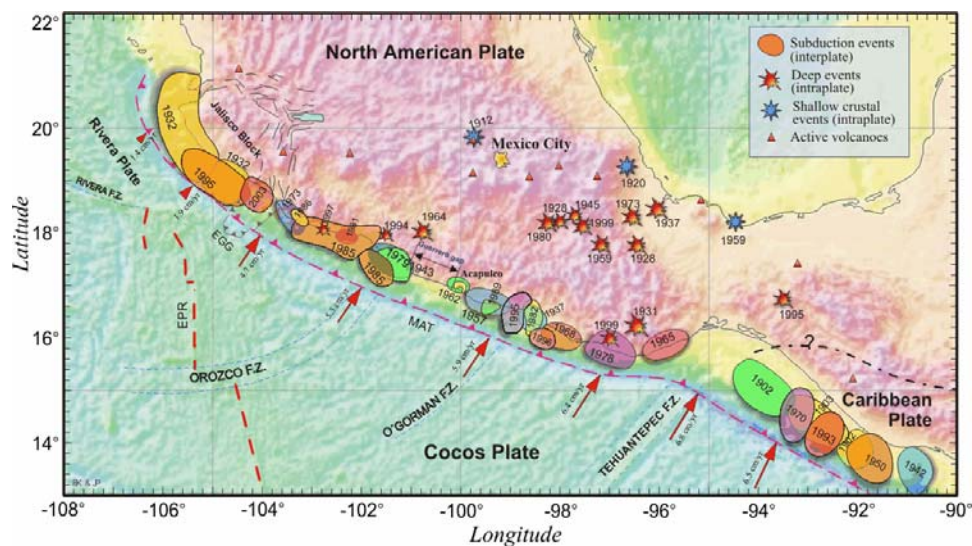


Fig. 5.- Mapa donde se observan las zonas de fractura y zonas de ruptura de algunos sismos importantes en México (tomado de Kostoglodov y Pacheco, 1999).

Los resultados obtenidos son comparados contra rasgos tectónicos en la zona tales como las zonas de fractura como son: la de Rivera, Orozco, O'gorman y Tehuantepec (Figura 5) y con una segmentación propuesta por Zúñiga y Guzmán (1994) (Figura 6). La segmentación esta basada en la localización hipocentral de eventos de características similares, las características tectónicas comunes de la zona, los mecanismos focales y/o



patrones de fallamiento, las características principales de la liberación de energía de los sismos dentro de cada región y la historia sísmica de cada región.

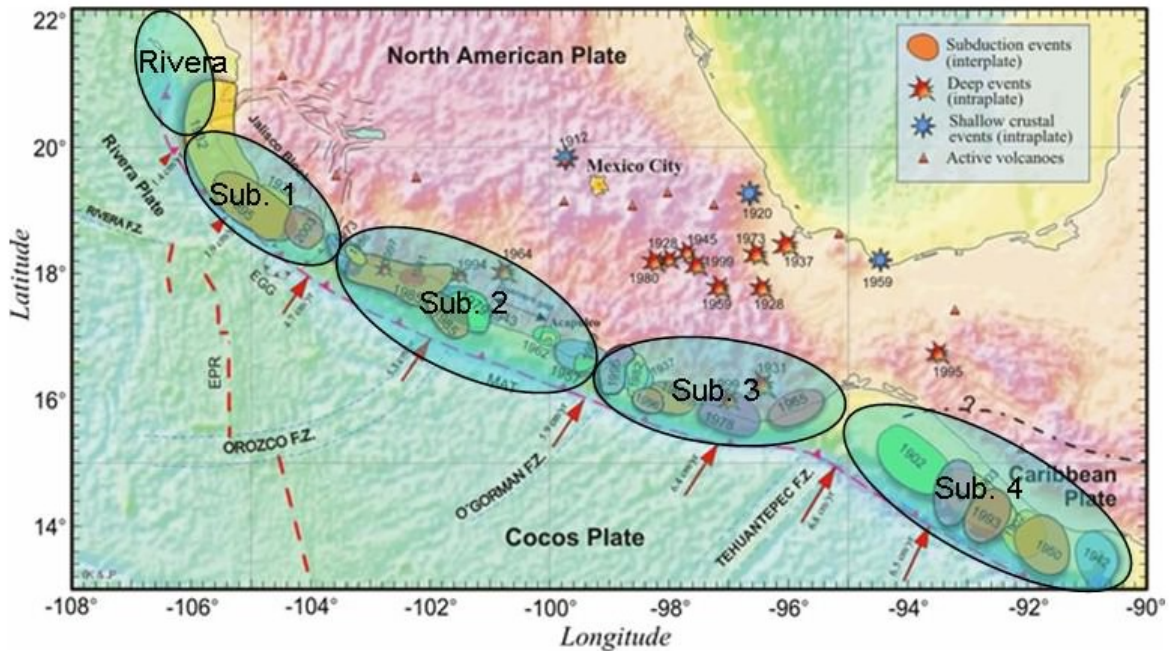


Figura 6.- Mapa de la segmentación propuesta por Zúñiga y Guzmán (1994) (elipses), así como las zonas de fractura y zonas de ruptura de algunos sismos importantes en México (tomado de Kostoglodov y Pacheco, 1999). Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4.

II.2.- Base de datos

Cualquier estudio que intenta caracterizar la sismicidad de una región, con el objetivo de analizar la tectónica y/o el peligro, tiene que usar un registro objetivo de información que incluya eventos que ocurrieron en el pasado en la región de interés y sus alrededores. Comúnmente, un investigador usa un catálogo de sismicidad que lista las características de los eventos como son: epicentro, magnitud, profundidad, fecha de ocurrencia, etc. (Zúñiga *et al.*, 2000).

La base de datos empleada en esta investigación se obtuvo del catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN). Este organismo tiene como objetivo principal proporcionar información oportuna sobre la ocurrencia de sismos en el territorio nacional y determinar



sus parámetros hipocentrales, así como la magnitud. De igual manera, el SSN proporciona la información necesaria para mejorar nuestra capacidad de evaluar el peligro sísmico y volcánico a nivel nacional (<http://www.ssn.unam.mx/SSN/objetivos.htm>).

II.2.1.- Errores en los catálogos

El propósito de un catálogo es el de proveer el registro de la distribución de los sismos en función del espacio, tiempo y magnitud. Sin embargo, la mayoría de los catálogos no reportan la sismicidad consistentemente en función de estos parámetros (Zúñiga y Wyss, 1995). Se pueden encontrar variaciones en los parámetros de los eventos, generalmente como resultado de problemas relacionados con la compilación de datos o debido a la forma de como los parámetros fueron determinados. Las variaciones en los catálogos, por ejemplo, pueden ser introducidas por cambios en la rutina del procesamiento de los eventos sísmicos o debido a cambios en la instrumentación de las redes sísmicas (Zúñiga *et al.*, 2000). Algunas de las causas importantes que podrían introducir variaciones artificiales en la sismicidad, según Zúñiga y Wyss (1995) son:

- a).- Un cambio en la agencia que opera el catálogo
- b).- El empleo de nuevos métodos computacionales para el análisis.
- c).- Introducción de nuevos equipos de registro y/o detección.
- d).- Reducción o ampliación de las redes sismográficas.
- e).- Cambios en la definición de la magnitud.
- f).- Diferencias en las técnicas de promediado de los datos.
- g).- Diferencias en las correcciones.
- h).- Agregar o borrar datos de redes locales.

Es generalmente aceptado que la calidad de los catálogos sísmicos mejora con el tiempo, ya que las técnicas de registro y la cobertura de la red son mejores. Además los catálogos contienen progresivamente más eventos pequeños y se reducen las incertidumbres en los parámetros del hipocentro. Sin embargo, esto no siempre ocurre, ya que en algunos catálogos se ha visto que los datos se redujeron en calidad y cantidad con el



tiempo, como el catálogo telesísmico mundial el cual mostró que en 1970 fue menos completo que para el año de 1960, debido a variaciones en las redes (Zúñiga y Wyss, 1995; Habermann, 1983).

Un factor de suma importancia es la homogeneidad del catálogo, los catálogos pueden ser homogéneos en función del tiempo, mediante la eliminación de todos los eventos que se encuentren por debajo de una magnitud mínima (magnitud mínima de completitud o de corte, M_c), que es un parámetro importante. Sin embargo este parámetro cambia con el tiempo en la mayoría de los catálogos, por lo que se tiene que tener especial cuidado al eliminar eventos bajo una magnitud única (Wiemer y Wyss, 2000; Zúñiga y Wiemer, 1995; Zúñiga y Wyss, 1995).

Habermann (1983) describe dos tipos de magnitud de corte para examinar datos sísmicos:

1.- Magnitud mínima de completitud (M_c).- Es aquella magnitud para la cual todos los eventos que ocurren por arriba de esta son reportados. La determinación de M_c es relativamente simple y depende de la distribución empírica de la magnitud: $\log N = a - bM$. La magnitud mínima de completitud de un conjunto de datos es determinada mediante la gráfica de número acumulativo de eventos contra magnitud (Figura 7). Estos datos son ajustados a una línea recta y M_c es el nivel para el cual los datos caen por debajo de esta línea, como se muestra a continuación (Figura 7) para tres regiones de la zona sísmica de las Aleutianas, donde M_c para cada región es de 5.0 ± 0.1 .

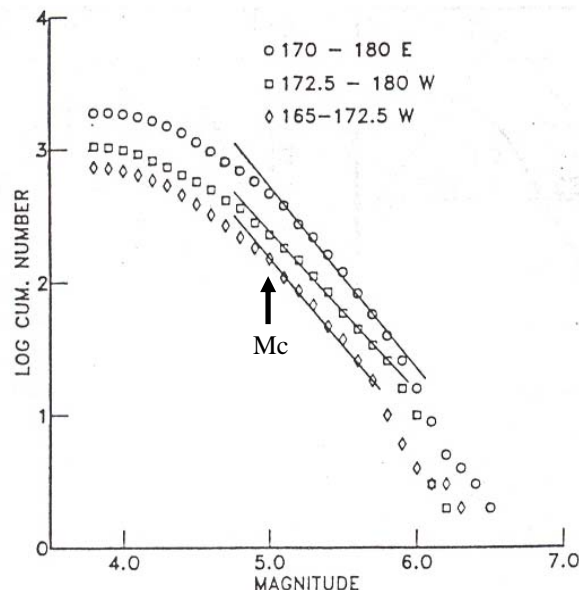


Fig. 7.- Gráfica de número acumulado de eventos contra magnitud, para tres regiones de la zona sísmica de las Aleutianas, las líneas rectas indican el arreglo para estimar $M_c = 5.0 \pm 0.1$. Tomada de Habermann (1983).

2.- Magnitud mínima de homogeneidad (M_H).- Es el nivel para el cual por arriba de éste, los eventos están consistentemente reportados a través del tiempo. Es decir, la determinación de las magnitudes no ha sufrido cambios. Esta magnitud es mayor que la M_c debido a cambios en la distribución de las estaciones. Un conjunto de datos homogéneo es aquel donde eventos de todas las magnitudes son consistentemente reportados a través del tiempo. Este tipo de datos es esencial para detectar cambios en la tasa de sismicidad, reflejando cambios en el proceso tectónico y no en la capacidad de detección de la red.

La suposición de la homogeneidad del catálogo mediante el empleo de M_c , funciona en algunos casos, porque los eventos pequeños son los únicos para los cuales la tasa de reporte puede variar debido a la expansión o reducción de la capacidad de reporte de la red. Sin embargo, esta simple aproximación no funciona en muchos catálogos porque cambios sistemáticos de las magnitudes asignadas ocurren inadvertidamente. Así que, algunos sismos con la magnitud mayor a M_c pueden ser aceptados en los datos de análisis para un período determinado, pero pueden ser excluidos para un período distinto si nueva definición de magnitud es empleada posteriormente (Wiemer y Wyss, 2000; Zúñiga y Wyss, 1995).



Para el caso de las evaluaciones de peligro sísmico, es indispensable saber si las magnitudes reportadas no han sufrido cambio y de ser así, de que manera lo han hecho. Un cambio en magnitud de 0.3 unidades (es decir que todas las magnitudes tengan un incremento artificial de 0.3 a partir de cierta fecha), por ejemplo puede ocasionar una variación en el número de sismos mayores o iguales a una magnitud dada por unidad de tiempo (tasa de sismicidad) en un factor de 2.0, es decir, se pueden considerar 2 veces más sismos en cada magnitud de los que en realidad existen, si se mantienen ciertas condiciones (como que el valor b no cambie, Zúñiga y Wiemer, 1995).

Es posible efectuar correcciones a un catálogo con el fin de optimizar la homogeneidad de las magnitudes. Sin embargo, se debe tener extrema precaución en el manejo de la información a fin de no introducir errores adicionales (Zúñiga y Wiemer, 1995). Existen varios métodos y técnicas para determinar la variación de la sismicidad en un catálogo:

- ✓ La firma de Magnitud (Habermann, 1983).- La base para el método de la firma de magnitud es la “prueba estadística z ”, esta prueba es la más general dentro de las pruebas estadísticas para evaluar la diferencia entre dos medias. Las medias corresponden a tasas para dos periodos consecutivos de tiempo y una banda de magnitud particular. Para hacer la comparación entre las dos tasas se determinan: las medias M_1 y M_2 con sus respectivas desviaciones estándar, S_1 y S_2 , y el número de muestras para cada periodo, N_1 y N_2 , estos valores son utilizados para determinar el valor de “ z ”, en la siguiente fórmula:

$$z = (M_1 - M_2) / [(S_1^2 / N_1) - (S_2^2 / N_2)]^{1/2} \quad \text{Eq. 2.2.1}$$

El resultado del valor z puede ser usado para determinar el nivel de confianza de un cambio en la sismicidad, por ejemplo: un valor de $z = 1.64$ indica una significancia del 90%, un valor de $z = 1.96$ tiene un 95% de significancia y un valor de $z = 2.57$ tiene un 99% de significancia. Arbitrariamente se ha elegido que un valor positivo de z indica que la tasa de sismicidad decrece, mientras que un valor negativo indica



que la tasa incrementa. Una vez que un cambio ha sido detectado y el valor de su significancia, un análisis en el dominio de la magnitud proveerá los medios para identificar una magnitud de corte, la cual excluye eventos afectados por cambios en la tasa de sismicidad.

- ✓ La función AS(t) (Habermann, 1983).- Empleada para la identificación de una anomalía en la tasa de sismicidad, con base en el valor z , ésta función compara la tasa de sismicidad calculada del inicio al tiempo de evaluación (t), contra la tasa de sismicidad del tiempo t al fin del catálogo.
- ✓ La función LTA (Long Term Average).- Es aplicada mayormente para pruebas estadísticas de una anomalía, así como para detectar un periodo de una tasa de sismicidad reducida dentro de una serie de tiempo, ésta función compara la media total contra la media en una ventana, esta ventana es movida dentro de un periodo en tiempo.
- ✓ El algoritmo GENAS (Habermann, 1983).- El algoritmo GENAS se usa para detectar los cambios más significativos en las tasa de sismicidad como función del tiempo y de la magnitud de corte y es una generalización de la prueba AS. El algoritmo esta basado en una comparación iterativa de las tasas de sismicidad para diferentes magnitudes de corte y se ha utilizado en el análisis de diversos catálogos (Zúñiga y Wiemer, 1995; Zúñiga *et al.*, 2000; Habermann, 1983), GENAS descansa sobre la suposición que solamente eventos independientes son comparados y funciona comparando las medias aritméticas (en las tasas de sismicidad) antes y después de un tiempo dado, el cual se va incrementando hasta abarcar la totalidad del periodo que cubren los datos del catalogo (i.e. la ventana del intervalo anterior a comparar crece mientras que la ventana posterior decrece conforme se incrementa el tiempo), se realiza iterativamente, empleando cada tiempo de ocurrencia de un cambio significativo identificado como limite de un nuevo intervalo a estudiar y variando la magnitud mínima y máxima.



Mediante el empleo de estas técnicas fue analizado el catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN) por Zúñiga *et al.* (2000), el cual esta basado en compilaciones de los reportes de sismicidad del propio SSN, con el propósito de investigar los índices de sismicidad y sus características, encontrando que la tendencia en los reportes en el tiempo sufrió un cambio drástico durante 1988. Antes de esa fecha, los procedimientos de rutina comprendían la localización de un gran número de eventos, pero sin asignarles magnitud a los más pequeños. Esta situación cambió en 1988 ya que se detectó una reducción en el número de eventos pequeños localizados aunado a un aumento significativo en el número de eventos a los que se determinó su magnitud. Esto significa que se dio prioridad a la localización y determinación de magnitud de la mayoría de los eventos reportados.

Por lo anterior, la base de datos empleada para esta investigación se obtuvo considerando para el periodo de mayor homogeneidad y con menor magnitud umbral de detección, es decir, datos posteriores a 1988. Se seleccionaron todos los eventos considerados susceptibles de generar réplicas los cuales fueron identificados con $M \geq 6$, con la excepción de un evento ubicado en la brecha de Guerrero con magnitud 5.4. La Figura 8 se muestra los epicentros de estos eventos, de los 49 eventos localizados en la zona de interés, para nuestro análisis solo fueron considerados los sismos de subducción, con el fin de presentar resultados de eventos con características y mecanismos similares (Tabla 2), los cuales están localizados desde el estado de Jalisco hasta Chiapas. Eventos con características diferentes que también fueron analizados son presentados en la Tabla 3.

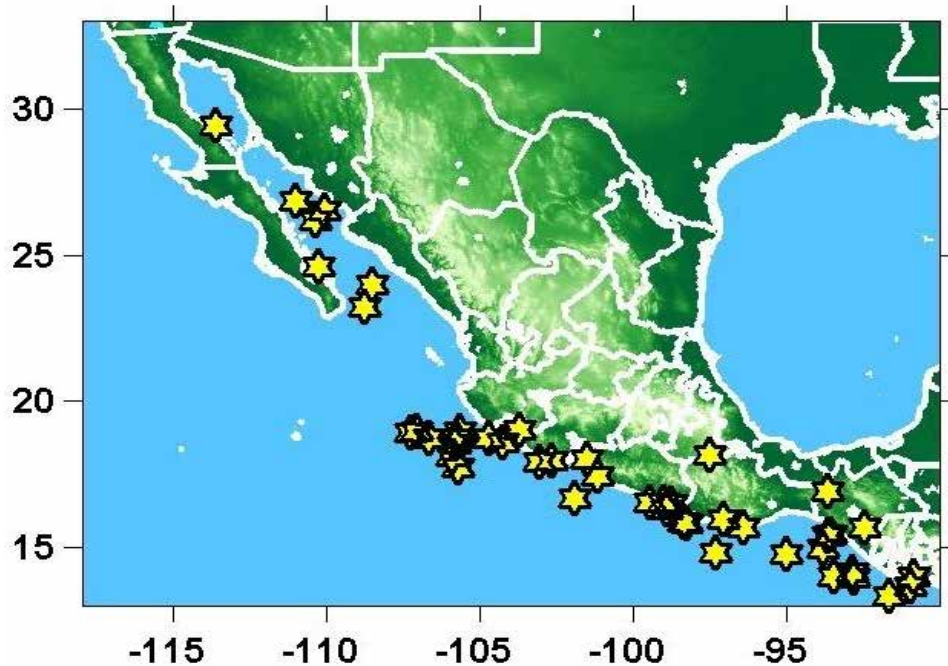


Fig. 8.- Mapa de la zona de estudio, mostrando los epicentros de los eventos encontrados.

Las magnitudes del SSN empleadas, son magnitudes de duración (M_d) las cuales fueron convertidas a M_s (Zúñiga *et al.*, 2000), a fin de emplear las relaciones presentadas en esta investigación. Como los eventos de $M_s > 8$ no influyen en los resultados de los valores b y p , no es necesario convertir a M_w , ya que son equivalentes (Zúñiga *et al.*, 2000). Cabe mencionar que las localizaciones de los eventos realizadas por el SSN son más precisas que aquellas proporcionadas por las agencias internacionales, debido a la configuración de la red, sobre todo para la región de estudio y de acuerdo a las fechas de ocurrencia de los eventos, además el catálogo del SSN incluye eventos de menor magnitud que los catálogos de agencias internacionales.



Tabla 2.- Datos generales de los eventos de subducción analizados.

Num.	Long.	Lat.	Año	Mes	Día	Mag. (Ms)	Prof.	Hora	Min.	Estado
1	-107.25	18.91	1997	5	1	6.8	15	11	37	Jalisco
2	-107.02	18.95	1990	12	30	6.1	34	21	30	Jalisco
3	-106.62	18.73	1988	8	3	6.1	16	17	30	Jalisco
4	-105.89	18.12	1989	8	29	6.6	15	4	16	Colima
5	-105.77	18.54	1991	1	1	6.2	10	0	6	Colima
6	-105.74	18.73	1995	12	11	6.2	21	19	44	Colima
7	-105.7	17.72	2003	5	19	6.2	10	16	27	Colima
8	-105.63	18.96	1995	12	11	6.1	16	14	9	Colima
9	-104.67	18.74	1995	10	9	7.3	5	15	35	Colima
10	-104.22	18.6	2003	1	22	7.6	9	2	6	Colima
11	-103.7	19.04	1995	10	12	6.4	11	16	53	Colima
12	-103.04	17.91	1997	1	11	6.9	16	20	28	Michoacán
13	-102.66	17.99	2000	8	9	6.5	16	11	41	Michoacán
14	-101.89	16.66	2002	4	18	6.1	12	17	57	Guerrero
15	-101.16	17.45	1996	7	15	6.5	20	21	23	Guerrero
16	-101.12	16.77	2002	4	18	6	22	5	2	Guerrero
17	-99.46	16.53	1989	4	25	6.9	10	14	29	Guerrero
18	-98.98	16.54	1993	10	24	6.6	19	7	52	Guerrero
19	-98.88	16.31	1995	9	14	7.2	22	14	4	Guerrero
20	-98.72	16.47	1993	5	15	6.2	15	3	11	Guerrero
21	-98.35	15.86	1997	7	19	6.3	5	14	22	Oaxaca
22	-98.25	15.83	1996	2	25	6.9	3	3	8	Oaxaca
23	-97.31	14.83	1994	7	4	6.1	19	21	36	Oaxaca
24	-96.37	15.69	1998	2	3	6.2	33	3	2	Oaxaca
25	-95.01	14.78	1993	9	30	6.4	13	18	27	Oaxaca
26	-93.78	14.95	1990	3	16	6.1	8	13	46	Chiapas
27	-93.64	15.41	2001	11	28	6.2	36	14	32	Chiapas
28	-93.62	16.92	1995	10	21	7.1	98	2	38	Chiapas
29	-93.43	13.99	1993	9	19	6.3	5	14	10	Chiapas
30	-92.82	14.14	1993	9	10	7.3	14	19	12	Chiapas
31	-92.79	13.98	1993	9	3	6.8	69	12	35	Chiapas
32	-91.64	13.36	2003	1	21	6.3	17	2	46	Guatemala



Tabla 3.- Datos generales de los eventos que no pertenecen al régimen de subducción somera.

Num.	Long.	Lat.	Año	Mes	Día	Mag. (Ms)	Prof.	Hora	Min.	Estado
1	-105.12	18.64	2001	5	20	6	12	4	21	Colima
2	-101.81	18.41	1997	5	22	6	59	7	50	Guerrero
3	-101.5	18.01	1994	12	10	7.2	82	16	17	Guerrero
4	-100.14	16.94	2001	10	8	5.4	4	3	39	Guerrero
5	-97.51	18.18	1999	6	15	6.5	69	20	42	Puebla
6	-97.03	15.95	1999	9	30	7.5	16	16	31	Oaxaca
7	-93.55	15.43	2002	1	16	6.2	76	23	9	Chiapas
8	-92.43	15.68	1994	3	14	7.6	204	20	51	Chiapas
9	-90.94	13.67	1988	11	3	6.2	70	14	47	Guatemala
10	-90.85	13.99	1997	12	22	6.1	81	10	3	Guatemala

Para conocer si la variabilidad espacial de la magnitud mínima en los datos utilizados podía afectar los resultados se consideraron los análisis del catálogo por medio de la técnica descrita en Zúñiga *et al.* (2000), la cual se basa en obtener distribuciones de sismicidad y magnitud mínima alrededor de los nodos de una malla. Para cada nodo, el cálculo de la magnitud mínima se efectúa identificando el punto de máxima curvatura en el histograma de número de eventos contra magnitud. Los resultados obtenidos por Zúñiga *et al.* (2000) se muestran en la Figura 9, en donde puede verse que para toda la zona de interés la magnitud mínima es semejante y menor a 3.0 exceptuando la región de la costa del Istmo y de Chiapas en donde es más próxima a 3.2.

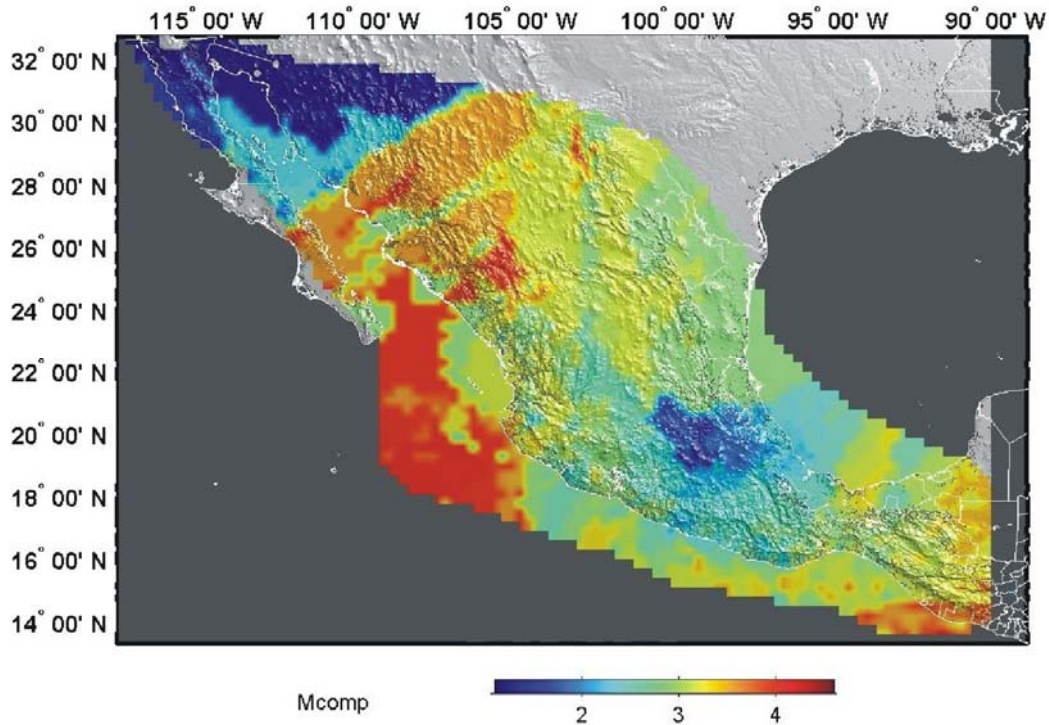


Fig. 9.- Mapa de la zona de estudio mostrando la variación de la magnitud mínima de completitud.

II.3.- Metodología

Para evaluar las características básicas de las secuencias de réplicas una vez determinados los eventos principales (EP), se utilizaron tres métodos para discriminar réplicas de eventos independientes, con los que se obtienen posteriormente los valores p y b de las secuencias de cada uno de ellos. Esto se hizo con el fin de ver si no se introducían errores sistemáticos atribuibles al método de identificación.

Una breve descripción de cada método se da a continuación, seguida de una descripción más detallada.

Método de radio fijo.- Este método emplea una selección automática basada en una distribución circular correspondiente al área de afectación máxima (radio fijo). La selección se hizo mediante una relación en la que se calcula la máxima distancia a la que se



encontrarían las secuencias de réplicas, dependiendo de la magnitud del evento por analizar.

Método visual.- Este método se basa en una selección visual, considerando la variación de las curvas de número acumulado contra tiempo y la ubicación de los eventos.

Método de depuración automática de enjambres.- Consiste en el empleo de un algoritmo de identificación automática de enjambres (Reasenberg, 1985), basado en la localización espacio temporal de los eventos.

Para la determinación de los parámetros b y p se utilizó el programa de análisis Z-map el cual es un conjunto de subrutinas para análisis sistemático de datos de sismicidad y catálogos sísmicos. El mapeo de la sismicidad y parámetros asociados, es uno de los objetivos primarios que conforma la base del programa (Wiemer, 2001; Wiemer y Zuñiga, 1994). La base de datos en la que opera Z-map es un catálogo de sismicidad, es decir, un compendio básico de parámetros de la fuente sísmica registrados para cada uno de los sismos con los que cuenta el catálogo (Wiemer, 2001; Wiemer y Zuñiga, 1994). Los parámetros que se utilizan son:

- Tiempo de ocurrencia (año, mes día, hora, minuto)
- Localización (Latitud y Longitud)
- Magnitud (cualquiera que sea la escala)
- Profundidad (km)

Otras bases de datos relacionadas con mapas (linderos, contornos, batimetría, etc.) o la localización de estructuras como fallas, volcanes, etc., pueden ser definidos y cargados de varias formas. Específicamente para los análisis de sismicidad, con Z-map es posible efectuar las siguientes operaciones:

- Resolver variaciones en la tasa de sismicidad (Sismos/unidad de tiempo) como una función cuasi-contínua de tiempo.



- Llevar a cabo análisis de detalle en regiones seleccionadas interactivamente o por medio de datos de identificación (coordenadas) pregrabados.
- Mostrar resultados en diversos tipos de desplegados como mapas, perfiles, gráficas, etc.
- Utilizar herramientas estadísticas de uso general en la base de datos, o específicas para análisis de sismicidad (valores b y p) de forma accesible y simple.
- Capacidad de llevar a cabo análisis de mayor complejidad por medio de interfaces con orientación hacia el usuario.
- Facilidad de adaptación de otras herramientas para usos particulares.

Z-map está escrito en la plataforma MATLAB lo que ha permitido la incorporación de rutinas de aplicaciones gráficas y numéricas. Una mayor descripción de las características así como algunos ejemplos de aplicación puede ser consultada en Zúñiga (2005).

II.3.1.- Método del radio fijo

La ruptura de un sismo es caracterizada por tres cantidades geométricas: la longitud de ruptura, L , el ancho, W y el deslizamiento promedio, \bar{u} . El momento sísmico, M_o , es definido por estas tres cantidades, como:

$$M_o = \mu \bar{u} WL \quad 2.3.1$$

donde μ es el modulo elástico de rigidez (Aki, 1967).

Diversos estudios han demostrado la relación directa entre el área de ruptura y el área de réplicas (Chatelain *et al.*, 1983). Aunque otros parámetros de la ruptura de un sismo han sido correlacionados con el momento sísmico, es posible determinar la longitud de ruptura con mejor precisión que el ancho o el deslizamiento. Dos problemas son obvios en soluciones de la relación escalar de un sismo: 1.- Las técnicas estadísticas. Muchas magnitudes estimadas son derivadas de la intensidad de los sismos o de otras fuentes menos



confiables. De ahí que su precisión sea baja y uno debe tomar en cuenta las incertidumbres tanto en la magnitud como en la longitud de la ruptura. 2.- Los datos. Según sugieren Pegler y Das (1996), los datos sobre la longitud de ruptura se obtienen de diferentes fuentes y algunas veces no son confiables, por lo que frecuentemente dan múltiples soluciones. De ahí que la precisión de los datos, los errores sistemáticos y la incertidumbre para la determinación de la longitud y la magnitud no están bien definidas (Kagan, 2002).

El ajuste del patrón de réplicas por una distribución Gaussiana no puede ser exacto. Primero, algunas réplicas ocurren a largas distancias del evento principal, donde otras trazas de la ruptura del sismo no pueden ser encontradas, como lo demostró la secuencia de réplicas del evento de 1992 de Landers, California (Kagan, 2002; Hill et al., 1993). Segundo, las réplicas exhiben la característica de un agrupamiento secundario, fuertes réplicas forman centros de nuevos eventos densamente concentrados (Kagan, 2002). Así que, estadísticamente, las réplicas no son mutuamente independientes en espacio (Kagan, 2002). Incluso eventos grandes son acompañados aún por eventos más fuertes, algunas veces bien separados en el tiempo y espacio y otras no (Kagan, 2002; Kagan y Jackson, 1999). Las secuencias de réplicas de tales eventos podrían intersectarse, haciendo ambiguo la definición del área focal (Kagan, 2002).

Procedimiento de análisis de las secuencias de réplicas:

Las secuencias de réplicas de cada evento se seleccionaron mediante una relación en la que se calcula la máxima distancia a la cual se encontrarían las secuencias de réplicas dependiendo de la magnitud del evento por analizar. Kagan (2002), propuso que la máxima distancia a la cual se encontrarían las secuencias de réplicas se puede determinar a partir de la siguiente fórmula:

$$r_m = 20 \times 10^{(m-6)/2} \text{ km} \quad 2.3.2$$

donde r_m es el radio del área circular donde se esperaría encontrar la secuencia de réplicas y m es la magnitud del evento por analizar, un ejemplo se muestra en la Figura 10.



La distribución real de las réplicas es anisotrópica ya que estas se extienden a lo largo del plano de falla del evento principal, así que desde el punto de vista de una distribución Gaussiana binomial, deberíamos de esperar que el eje mayor de la elipse sea más grande que un valor previo, y por el contrario el eje menor sea más pequeño. Además, la distribución de las réplicas depende de la interacción de los mecanismos focales de las mismas, y del ambiente tectónico entre otros factores. De ahí que Kagan (2002) propusiera la fórmula para determinar la distancia máxima a la cual se encontrarían las réplicas dependiente de la magnitud del evento principal, la cual impone menos restricciones sobre los parámetros escalares de los sismos. De lo anterior, en nuestro caso, aún cuando las áreas de réplicas se espera que tengan una geometría semi-elíptica, la anisotropía de la zona de réplicas queda incluida dentro de un área circular correspondiente al eje mayor. Posteriormente se efectuó una segunda selección con base en el tiempo de ocurrencia lo que efectivamente limita la incorporación de eventos no relacionados con el proceso de réplicas. La motivación de este ejercicio es que no se deseaba excluir eventos a-priori debido a una interpretación errónea de la geometría.

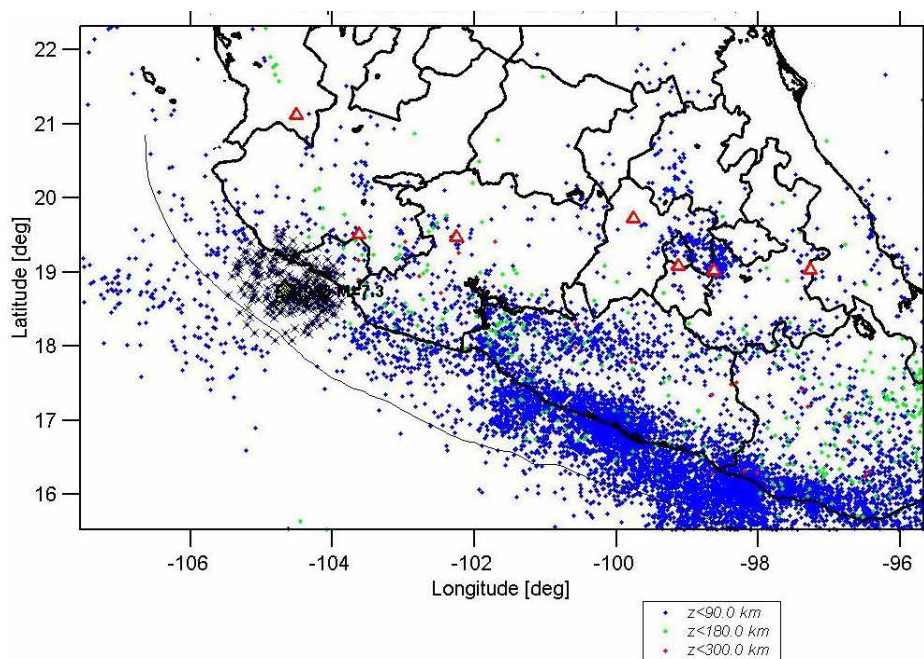


Fig. 10.- Mapa donde se muestra la distribución circular de las réplicas (equis negras), basado en la fórmula propuesta por Kagan (2002), para el evento de Colima de 1995 con $M_s = 7.3$, dando un radio de 89.33 km. Z indica la profundidad de los eventos. +.- eventos con profundidad menor a 90.0 km, o.- eventos con profundidad menor a 180.0 km, x.- eventos con profundidad menor a 300.0 km.



Usando el radio de afectación de réplicas de cada evento y mediante el empleo el Z-map se obtuvieron las gráficas de número acumulativo-tiempo (Figura 11). De manera visual, la secuencia de réplicas de cada evento analizado se considera a partir del evento principal, en donde se puede apreciar un cambio drástico en la pendiente de la curva (es decir, la tasa de sismicidad), hasta el tiempo cuando la tasa de sismicidad empieza a regresar a su nivel umbral (Figura 11). La figura 11 muestra la secuencia de réplicas (línea azul) para el evento de Colima de 1995, $M_s = 7.3$ (evento 9, Tabla 2). Para este caso consideramos la secuencia hasta llegar a 60 eventos ya que después de estos la sismicidad comienza a decrecer hasta llegar a su nivel normal. Se puede apreciar de la gráfica el incremento súbito de la tasa de sismicidad después del evento principal. La línea roja considera sólo aquellos eventos que se ajustaron a la relación p obtenida por medio de mínimos cuadrados.

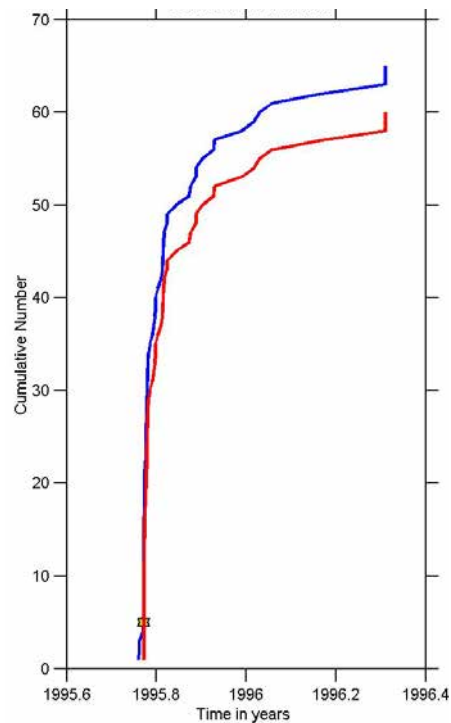


Fig. 11.- Gráfica de número acumulativo-tiempo, la cual muestra la secuencia de réplicas para el evento de Colima de 1995 con $M_s=7.3$ con un total de 60 réplicas. La curva en rojo es la misma secuencia después de eliminar los eventos inmediatamente posteriores a la ocurrencia del evento principal.



Obtenida la secuencia de réplicas de cada evento, se procedió a calcular los valores p y b . Ambos valores se determinaron usando Z-map (Figura 12), sólo que para b se elimina de la secuencia el evento principal y los eventos más cercanos en tiempo a éste, con la intención de obtener solamente el valor b de las réplicas (Figura 13).

La Figura 12, muestra el ajuste realizado para el cálculo del valor p , el cual arroja un valor alto, indicando el rápido decremento de las réplicas, se puede observar de la gráfica que la generación de la mayor parte de las réplicas se da dentro de los primeros 4 días, después de estos la tasa de sismicidad decrece hasta su nivel normal.

La Figura 13 muestra la línea ajustada al valor de b obtenido por máxima verosimilitud, donde se puede observar una magnitud de completitud de 3.5, ya que por debajo de esta, las magnitudes no son reportadas adecuadamente. Esto hace que la recta ajustada se desvíe de las observaciones.

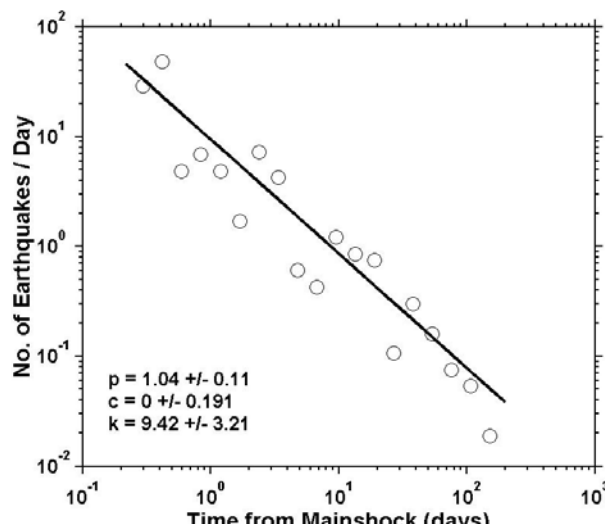
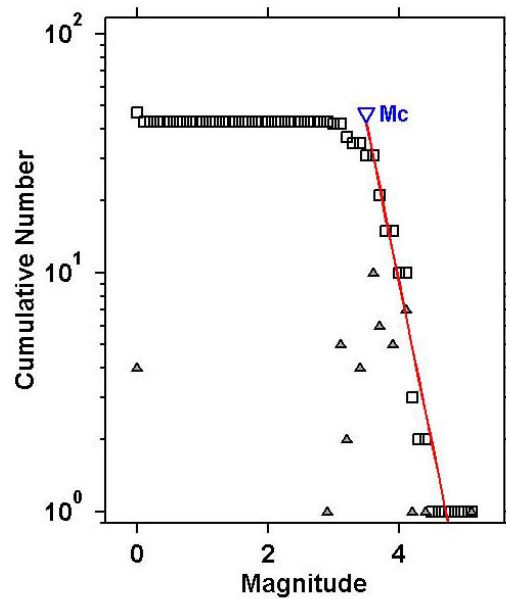


Fig. 12.- Gráfica que muestra el ajuste por medio del programa Z-map, para la obtención de los valores p del evento de Colima de 1995 con $M_s=7.3$, donde $p = 1.04 \pm 0.11$.



Maximum Likelihood Solution
 b-value = 1.34 +/- 0.2, a value = 6.31,
 Magnitude of Completeness = 3.5

Fig. 13.- Gráfica de número acumulativo-magnitud, determinando el valor $b=1.34 \pm 0.2$, con una magnitud de corte de 3.5, para la secuencia de réplicas del evento de Colima de 1995, con $M_s=7.3$. Los cuadrados representan una secuencia acumulada de los eventos, mientras que los triángulos la secuencia de eventos sin acumular.

Para corroborar que nuestra determinación de la distancia r_m (Eq. 2.3.2) dentro de la cual se encuentran las secuencias de réplicas es congruente con otras determinaciones, comparamos esta distancia contra las distancias calculadas por medio de otros criterios:

1.-La longitud máxima del eje principal de un elipse, de acuerdo a la fórmula para eventos inversos:

$$L = 10^{[2.45 + 0.473m_w]} \quad (\text{Kagan, 2002})$$

2.-Empleando una técnica de ventana definida por Gardner y Knopoff (1974), aplicada al eventos en el Sur de California, la cual es una tabulación de la magnitud del evento contra la longitud de la zona de réplicas, y



3.-Empleando la transformación de M_d a M_s para eventos de subducción en México:

$$M_s = 1.7M_d - 3.38 \quad (\text{Zúñiga y Wyss, 2001})$$

y usando la *Eq. 2.3.2* para el cálculo de la distancia de la secuencia de réplicas pero con base en esta magnitud convertida (Figura 14).

La comparación de los resultados usando las diferentes formas de definir una distancia máxima de afectación de réplicas muestra que no hay gran discrepancia (Figura 14), excepto para la relación basada en la regresión del Sur de California. En general se pretende demostrar con éste ejercicio que la distancia máxima calculada es confiable para las magnitudes analizadas. Se puede observar que para magnitudes mayores a 7.0 algunos métodos arrojan distancias menores a 100 km lo cual no es compatible con las dimensiones esperadas de ruptura. No así con la ecuación 2.3.2 ya sea usando magnitudes convertidas o no. Esto nos garantiza que no estamos excediendo la distancia máxima, pero tampoco la subestimamos.

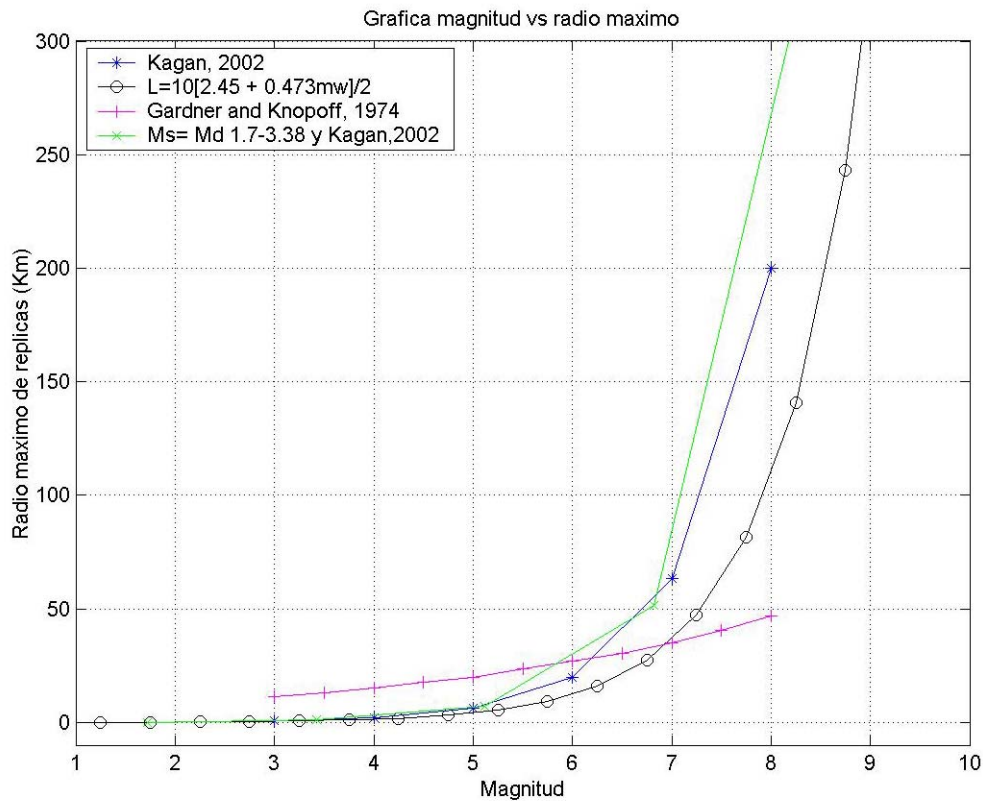


Figura 14.- Radio máximo (Km.) contra magnitud, comparando nuestros resultados (*) contra: 1.- Longitud del eje principal de la elipse donde se encuentra la secuencia de réplicas (Kagan, 2002) (o), 2.- Datos calculados por Gardner y Knopoff (1974) (+) y 3.- Empleando fórmula de conversión de magnitudes propuesta por Zúñiga y Wyss (2001) y 2.3.2 (Kagan, 2002) (x).

II.3.2.- Método visual

En este método se consideró la variación de las curvas de número acumulado contra tiempo y la ubicación de los eventos. El método se basa en observar la ocurrencia de los eventos cercanos al evento principal y delimitar la zona de máxima densidad. Posteriormente se afina la zona de réplicas al seleccionar en la curva número acumulativo Vs. tiempo sólo los eventos que ocurren inmediatamente posteriores al evento principal. Un ejemplo del procedimiento se muestra en las Figuras 15 y 16, para el evento de Colima de 1995 ($M_s = 7.3$).

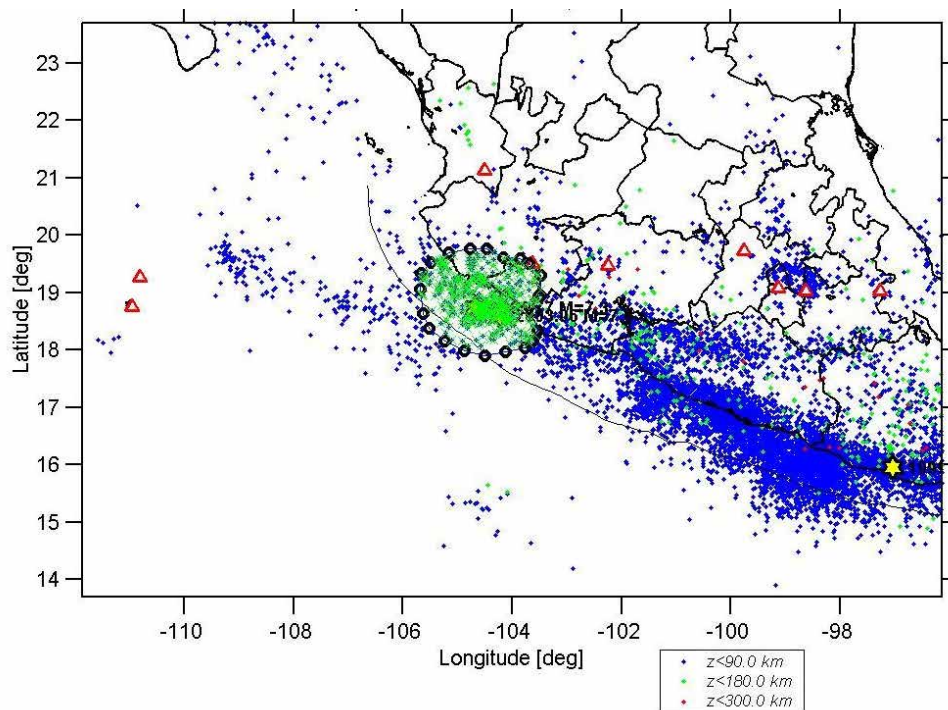


Fig. 15.- Zona de definición de la secuencia de réplicas para el evento de Colima de 1995 con $M_s = 7.3$, marcado con una estrella al interior del área delimitada, obtenida por medio del método visual. Z indica la profundidad de los eventos. +.- eventos con profundidad menor a 90.0 km, o.- eventos con profundidad menor a 180.0 km, x.- eventos con profundidad menor a 300.0 km.

Una vez que hemos definido la zona de la secuencia de réplicas de cada uno de los eventos, de la misma forma que en el método 1 (radio fijo), se obtiene la gráfica de número acumulativo-tiempo (Figura 16), a partir de la cual de manera visual se extrae la secuencia de réplicas del evento analizado para obtener los valores p y b , como aquella sección de la curva con la mayor pendiente

La Figura 16 muestra el número acumulativo contra tiempo de la secuencia determinada para el evento de Colima de 1995, $M_s = 7.3$, la cual consta de 48 eventos, de la gráfica se puede observar el incremento de la tasa de sismicidad (pendiente de la curva) inmediatamente después del evento principal, seguida de otro cambio de pendiente que indica el retorno a la sismicidad umbral.

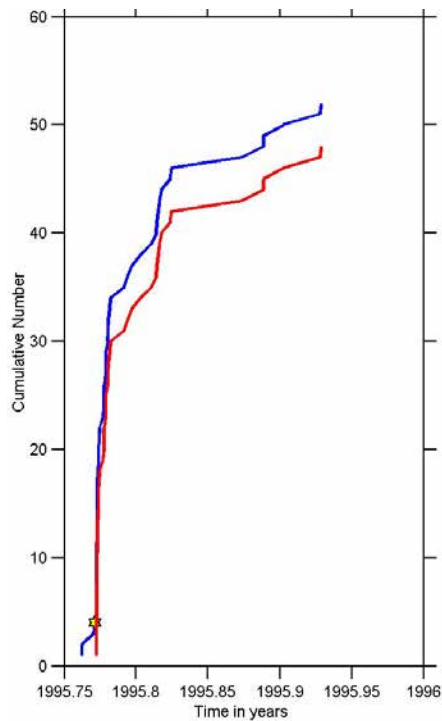


Fig. 16.- Gráfica número acumulativo-tiempo que muestra la secuencia de réplicas para el evento de Colima de 1995 con $M_s = 7.3$ con un total de 48 réplicas.

Los valores de p (Figura 17) y b para cada una de las secuencias de réplicas son obtenidos por un ajuste por mínimos cuadrados y por el método de máxima verosimilitud, en el caso del valor b se elimina de la secuencia el evento principal, para de esta forma obtener solamente el valor de las réplicas (Figura 18).

En la Figura 17 se observa el ajuste realizado para la determinación del valor p , en la gráfica podemos ver un ajuste lineal razonable, con una incertidumbre en el valor de p de ± 0.17 . También podemos apreciar que el ajuste se concentra dentro de los primeros 50 días de la secuencia de réplicas, lo cual concuerda con el intervalo donde ocurre el primer cambio de pendiente en la curva de la Figura 16 (considerando el cambio en las escalas de tiempo de años a días, es decir 0.1 año = 36.5 días).

La figura 18 muestra la línea ajustada para el valor b , en ella podemos observar que el ajuste es muy bueno a partir de la magnitud de completitud de $M_c = 3.5$, arrojando un valor de $b = 1.18 \pm 0.2$.

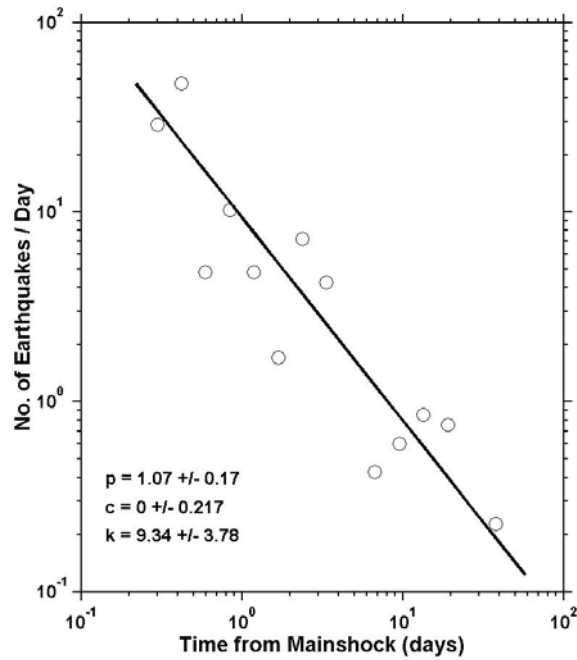
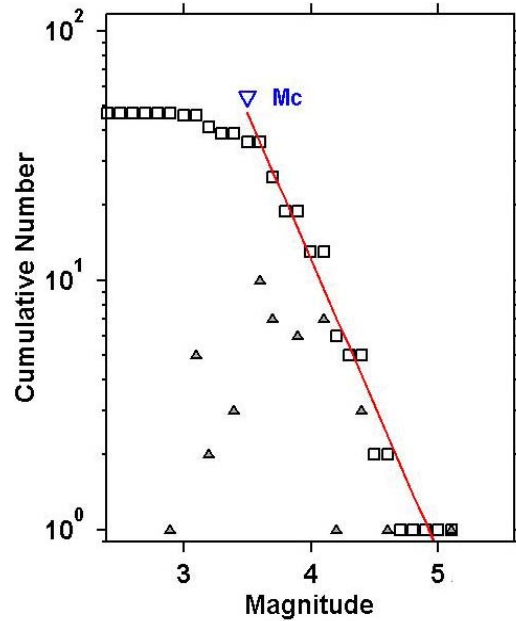


Fig. 17.- Gráfica que muestra el ajuste por medio del programa Z-map, para la obtención de los valores p del evento de Colima de 1995 ($M_s = 7.3$) donde $p = 1.07 \pm 0.17$.



Maximum Likelihood Solution
 b -value = 1.18 ± 0.2 , a value = 5.79,
Magnitude of Completeness = 3.5

Fig. 18.- Gráfica de número acumulativo-magnitud, determinando el valor $b=1.18 \pm 0.2$, con una magnitud de corte de 3.5 para la secuencia de réplicas del evento de Colima de 1995 con $M_s = 7.3$. Los cuadrados representan una secuencia acumulada de los eventos, mientras que los triángulos la secuencia de eventos sin acumular.



II.3.3.- Método de enjambres

El análisis del momento de segundo orden es un método relativamente poderoso para la identificación de patrones de sismicidad coherentes. Kanamori (1981) concluyó que, en general, los patrones de sismicidad varían substancialmente de un evento a otro, incluso aunque algunos de los procesos físicos permiten a un evento ser común a todos los eventos. El momento de segundo orden (también llamado función de correlación de punto doble) es usado para describir la interdependencia estadística de paridad de sismos. La unidad elemental de la interacción de un sismo es un par de ellos, el momento de segundo orden es bien conocido en la detección de patrones coherentes de pares precursores en pares de eventos (Reasenberg, 1985).

En el análisis de un catálogo, el j -ésimo evento e_j esta representado por un vector de 5 elementos:

$$x_j = x_j^k, \quad k=1,5 \tag{2.3.3}$$

donde (x_j^1, x_j^2) especifica el epicentro, x_j^3 la profundidad, x_j^4 la magnitud y x_j^5 el tiempo de origen.

El momento de segundo orden esta expresado como:

$$m_2(x_1, x_2) = m_1(x_1) \cdot m(x_2|x_1) \tag{2.3.4}$$

donde $m(x_2|x_1)$ es el momento condicional del proceso, por ejemplo, la esperanza del valor de un número de eventos con parámetro x_2 dado que ha ocurrido otro evento en x_1 . La distribución de pares de eventos en el catálogo de acuerdo al momento de segundo orden es $m_2(x_1, x_2)$ siendo igual a la esperanza del valor del número de pares de sismos (e_i, e_j) . En la práctica, $m_2(x_1, x_2)$ es calculado por la suma en el catálogo, cuando e_i y e_j son dibujados desde la misma población de eventos, m_2 es la matriz de autocorrelación y es simétrica con respecto a i y j . Cuando e_i y e_j son dibujados de distintos subconjuntos del catálogo, m_2 es una matriz (no simétrica) de correlación de cruz.



La prevalencia de las características de los enjambres en el momento de segundo orden, relacionado con las secuencias de réplicas, sugiere que el proceso de réplicas efectivamente domina a dicho momento y podría oscurecer patrones estadísticos presentes en la sismicidad. Algunos métodos previos de identificación y remoción de réplicas han modelado la extensión total de la zona de réplicas mediante una ventana rectangular (Reasenberg, 1985; Keilis-Borok *et al.*, 1980; Garner y Knopoff, 1974; Knopoff y Garner, 1972), sin embargo, ya que la extensión espacial y temporal de las secuencias de réplicas varía ampliamente de evento a evento. Estos métodos necesariamente sobreestiman la población de réplicas en todos los casos, estos defectos hacen que los métodos sean inadecuados para la identificación de réplicas (Reasenberg, 1985).

Savage (1972) identificó enjambres de sismos en Nevada mediante la asociación de eventos separados en tiempo y espacio, lo cual tiene la ventaja de no imponer una ventana para el tamaño o la forma final del enjambre, permitiendo de ese modo que la distribución de la sismicidad lo definiera. Además, Reasenberg (1985) identificó poblaciones de réplicas modelando una zona de interacción cerca de cada evento en el catálogo con un método similar al de Savage (1972), asumiendo que cualquier sismo que ocurre dentro de la zona de interacción de un sismo anterior es una réplica y debería ser considerada estadísticamente dependiente de éste. Eventos asociados de esta forma son referidos a formar un enjambre. Los enjambres crecen mediante reglas simples de asociación, cuando un evento independiente (no asociado a un enjambre) es asociado con un evento previamente agrupado, se convierte en un miembro de un enjambre. Cuando dos eventos que pertenecen a diferentes enjambres son asociados, los enjambres respectivos son redefinidos como un solo enjambre, cuando dos eventos independientes son asociados, estos forman un nuevo enjambre.

El algoritmo de Reasenberg (1985) asocia dos eventos si la diferencia en tiempo de ocurrencia es menor que la zona de interacción tiempo-espacial del primer evento. La extensión espacial de la zona de interacción está basada en la redistribución de esfuerzos alrededor de cada sismo. La extensión temporal de la zona de interacción es determinada con un modelo probabilístico. Para un evento previamente asociado a una secuencia de



réplicas, es necesario conocer que tan largo es el intervalo de tiempo τ para que después de éste, uno considere encontrar el próximo evento en la secuencia. Basándose en la ley de Omori y las magnitudes de los eventos, Reasenberg (1985) modela una secuencia de réplicas como un proceso Poissoniano dependiente del tiempo, calculando la probabilidad P de observar uno o más eventos en un mismo intervalo de tiempo, determinando el intervalo necesario para esperar el próximo evento en la secuencia, basado en la confianza de P. Para $P=0.95$, τ es:

$$\tau = 3t / 10^{2(\Delta M - 1)/3} \quad 2.3.5$$

$$\Delta M = M_{\text{máx}} - M_{\text{mín}} \quad 2.3.6$$

donde $M_{\text{máx}}$ y $M_{\text{mín}}$ corresponden a las magnitudes máxima y mínima del catálogo.

El número de enjambres y el número de eventos agrupados varía en un amplio intervalo de P (correspondiente a la duración de las zonas de interacción). Sin embargo, para $P < 0.8$ (que corresponde a una breve interacción de las zonas), el número de eventos asociados con un enjambre decrece mientras que el número de enjambres incrementa. Este comportamiento refleja el hecho que cuando el modelado de la zona de interacción es reducido, las secuencias previamente agrupadas, se subdividen en enjambres más pequeños desconectados y algunos eventos son aislados completamente de los enjambres. De estas observaciones Reasenberg (1985) concluye que el comportamiento del algoritmo esencialmente refleja los patrones espacio-temporales de sismicidad en el catálogo y es relativamente insensible a los parámetros de la zona de interacción escogidos. Los enjambres resultantes son considerados para representar la distribución de la sismicidad y no se considera que sean efectos artificiales del proceso de modelado.

El algoritmo de Reasenberg (1985) fue empleado para la determinación de enjambres en el catálogo del SSN como un tercer método para el análisis de las secuencias de réplicas. Los parámetros utilizados fueron los propuestos en el trabajo original de Reasenberg, pero incluyendo errores en la localización de más de 10 km. Se pudo constatar que la dependencia de los resultados en los parámetros no es muy significativa para



nuestros datos, con excepción de la dependencia en el error de localización. El error en localización utilizado es un valor mínimo, pues se espera que las incertidumbres sean mayores a este valor, pero al aumentar el error los resultados no mostraban enjambres diferentes ya que el algoritmo tendía a agrupar eventos pertenecientes a otros enjambres cercanos. Se pueden observar en la Figura 19 al menos seis enjambres importantes, dentro de los cuales se puede encontrar uno o más eventos principales.

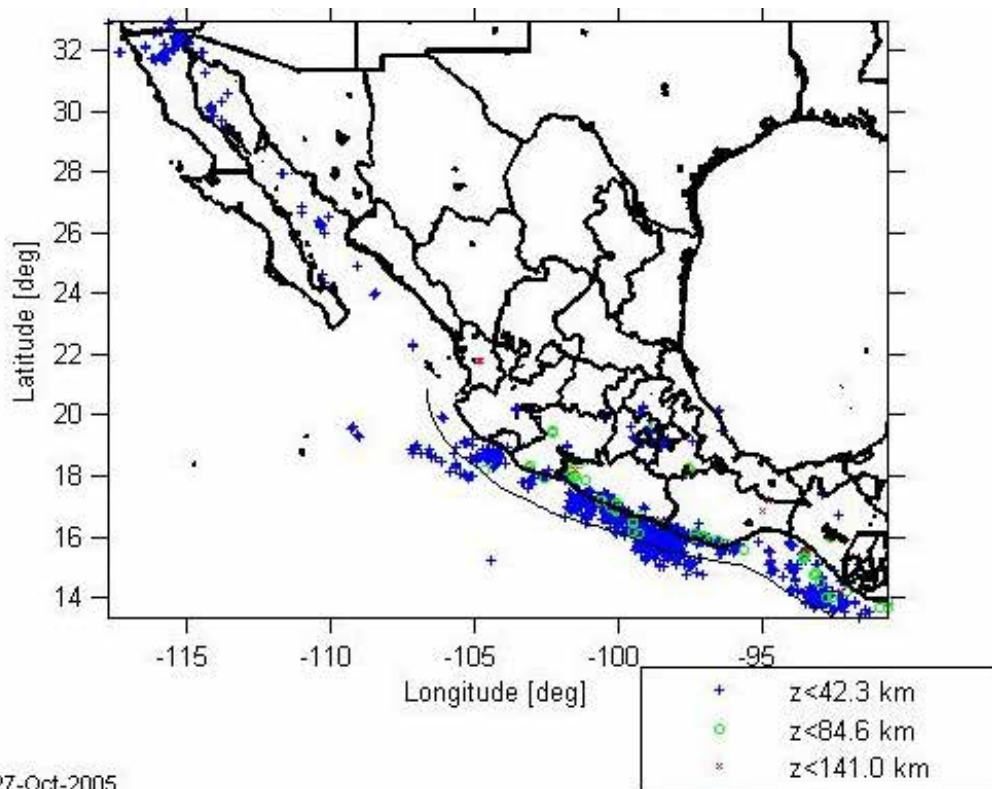
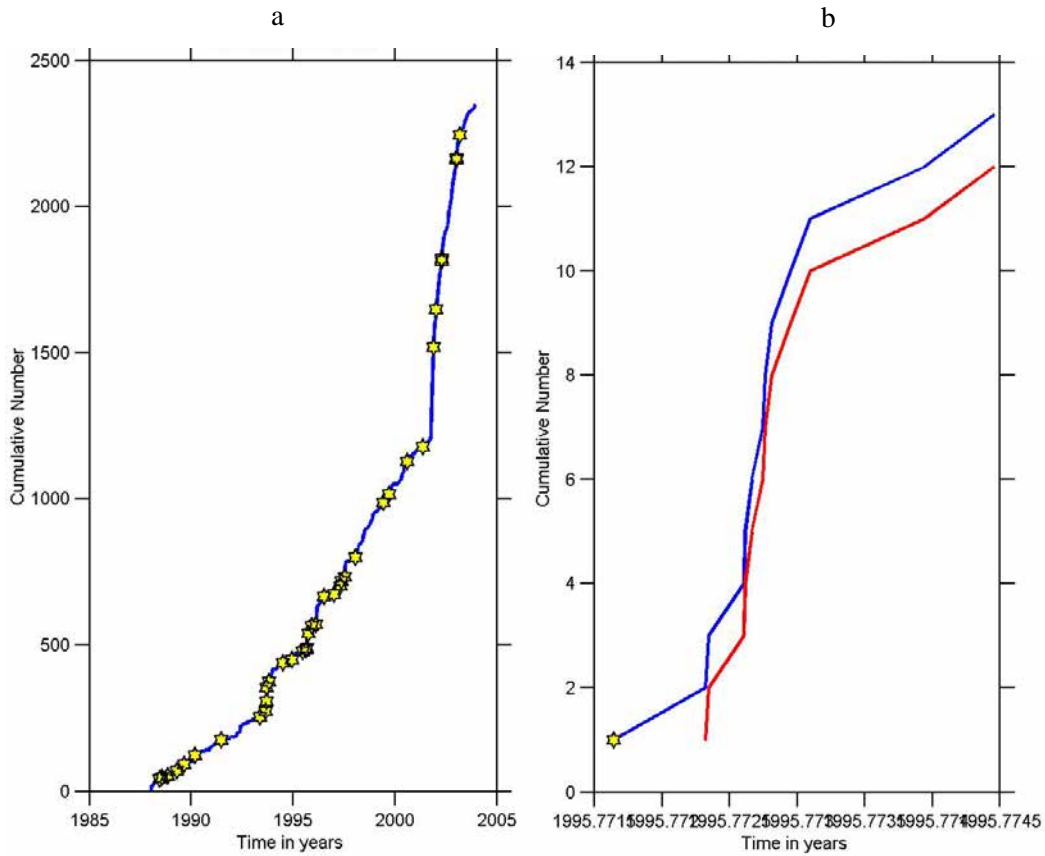


Fig. 19.- Mapa donde se identifican los enjambres encontrados mediante el algoritmo de Reasenberg (1985), para el catálogo del Servicio Sismológico Nacional. Z indica la profundidad de los eventos. +.- eventos con profundidad menor a 42.3 km, o.- eventos con profundidad menor a 84.6 km, x.- eventos con profundidad menor a 141.0 km.

Una vez identificados los enjambres, mediante el empleo de la curva de Número acumulativo vs. Tiempo (Figura 20), se obtuvieron las secuencias de réplicas, de la misma manera que en los métodos anteriores. La Figura 20 presenta la secuencia de réplicas obtenida por este método para el evento de Colima de 1995.



El cálculo de los valores p y b prosiguió de manera similar a lo descrito anteriormente. En las Figuras 21 y 22 se muestran los resultados de éste método para el evento de Colima ($M_s = 7.3$).

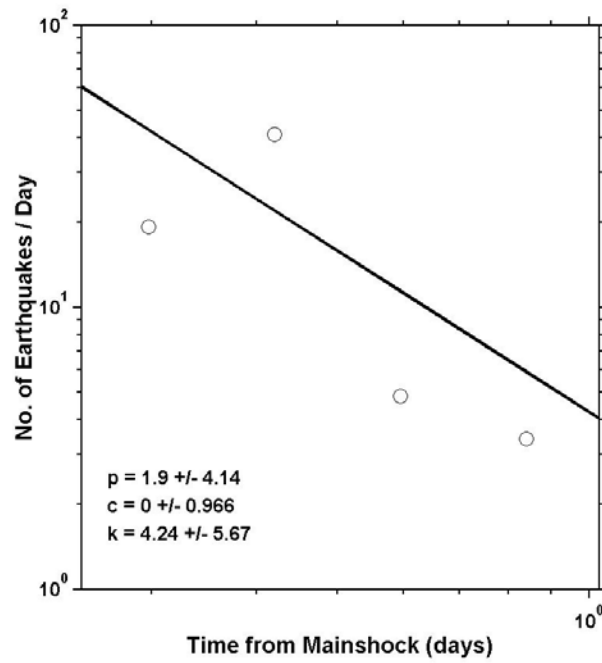
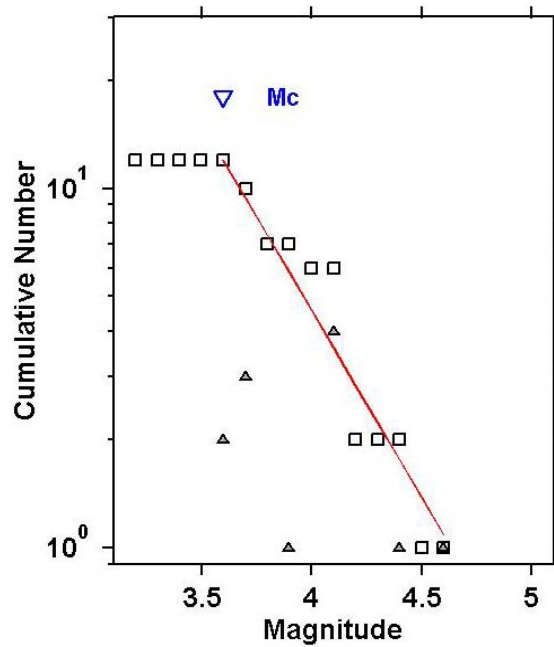


Fig. 21.- Gráfica del cálculo del valor p para la secuencia de réplicas del evento de Colima de 1995 ($M_s=7.3$)



Maximum Likelihood Solution
 b -value = 1.04 ± 0.2 , a value = 4.83,
 Magnitude of Completeness = 3.6

Fig. 22.- Gráfica del cálculo del valor b para la secuencia de réplicas para el evento de Colima de 1995 ($M_s=7.3$), con una $M_c = 3.6$. Los cuadrados representan una secuencia acumulada de los eventos, mientras que los triángulos la secuencia de eventos sin acumular.



CAPITULO III.- RESULTADOS

III.1.- Método del radio fijo

La tabla 4 muestra los resultados del análisis siguiendo este método. Las gráficas de los resultados correspondientes a todos los eventos analizados (con excepción del evento de Colima de 1995 el cual se incluyó en la sección anterior) pueden ser consultados en el apéndice A.

Tabla 4.- Valores de los parámetros para las secuencias de réplicas de los eventos analizados por medio del método del radio fijo. En donde p es la tasa de decaimiento, c y K constantes de la Formula de Omori (Ec. 1.2.2), b representa la pendiente de la relación de Gutenberg-Richter y a la productividad sísmica de la misma (Ec. 1.2.3).

# de evento	# Repl.	Valor P	Valor C	Valor K	Valor b	Valor a
1	15	0.94 +/- 0.14	0 +/- 0.293	1.42 +/- 0.87	-----	-----
9	60	1.04 +/- 0.11	0 +/- 0.191	9.42 +/- 3.21	1.34 +/- 0.2	6.31
10	92	0.86 +/- 0.07	0.054 +/- 0.068	8.92 +/- 1.97	0.694 +/- 0.08	3.46
12	19	0.8 +/- 0.11	0 +/- 0.041	1.39 +/- 0.55	0.661 +/- 0.2	2.93
13	24	0.98 +/- 0.12	0 +/- 0.087	2.33 +/- 0.93	0.655 +/- 0.2	2.94
15	16	0.82 +/- 0.16	0 +/- 0.129	1.5 +/- 0.75	0.689 +/- 0.2	2.86
16	19	0.7 +/- 0.12	0 +/- 0.051	1.27 +/- 0.54	0.886 +/- 0.2	3.48
17	38	0.73 +/- 0.15	0 +/- 0.171	4.6 +/- 1.7	1.13 +/- 0.3	4.77
18	16	0.86 +/- 0.15	0 +/- 0.05	1.72 +/- 0.67	-----	-----
19	33	0.89 +/- 0.33	0 +/- 0.075	9.2 +/- 2.16	0.827 +/- 0.2	3.7
20	12	0.63 +/- 0.16	0 +/- 0.3	0.41 +/- 0.31	-----	-----
21	51	0.89 +/- 0.08	0 +/- 0.028	5.27 +/- 1.17	0.843 +/- 0.1	3.75
22	80	0.85 +/- 0.11	0.021 +/- 0.063	12.02 +/- 2.4	0.88 +/- 0.1	4.56
24	57	0.77 +/- 0.06	0 +/- 0.72	2.82 +/- 0.85	1.16 +/- 0.2	5.02
25	10	0.77 +/- 0.21	0 +/- 4.386	0.56 +/- 0.67	-----	-----
30	16	0.78 +/- 0.12	0 +/- 0.078	1.02 +/- 0.5	1.13 +/- 0.3	5.16
31	55	0.76 +/- 0.14	0 +/- 0.036	11.09 +/- 1.84	1.42 +/- 0.3	7.17

Cabe mencionar que dado que las curvas de número acumulativo contra tiempo mostraban tendencias que indicaban un proceso rápido inicial seguido de una segunda fase de disminución en la tasa de sismicidad, a algunos de los eventos se les restringió su secuencia con base en la tasa de producción de réplicas observada (eventos 9, 10, 13, 15, 17, 18, 19, 22 y 31), esto con la finalidad de ver si los resultados variaban sistemáticamente. Los resultados se muestran en la Tabla 5.



Tabla 5.- Valores de los parámetros para los eventos a los que se les fue restringida su secuencia.

# de evento	# Repl.	Valor P	Valor C	Valor K	Valor b	Valor a
9	37	1.09 +/- 0.31	0 +/- 0.279	9.3 +/- 4.77	1.35 +/- 0.3	8.09
10	39	0.45 +/- 0.22	0 +/- 0.06	14.13 +/- 2.56	0.637 +/- 0.1	5.26
13	15	0.83 +/- 0.33	0 +/- 0.153	3.01 +/- 1.28	0.8 +/- 0.1	5.07
15	9	0.84 +/- 0.42	0 +/- 0.162	1.83 +/- 0.92	-----	-----
17	24	0.54 +/- 0.34	0 +/- 0.333	5.27 +/- 2.29	0.584 +/- 0.1	4.43
18	12	0.76 +/- 0.26	0 +/- 0.069	1.97 +/- 0.75	-----	-----
19	19	0.37 +/- 1.51	0 +/- 0.451	32.62 +/- 53.26	0.841 +/- 0.2	6.45
22	54	0.85 +/- 0.21	0.024 +/- 0.085	11.97 +/- 2.62	0.911 +/- 0.2	6.46
31	24	0.44 +/- 0.7	0 +/- 0.135	26.73 +/- 22.97	1.64 +/- 0.4	10.8

A continuación se muestran las variaciones entre los resultados del valor p de los eventos a los que se les restringió la secuencia de réplicas:

- Para el evento de Colima de 1995 con $M_s = 7.3$ (Evento 9, Tabla 4 y Tabla 5) prácticamente no hay variación significativa en el valor p , ya que al eliminar 23 eventos de su secuencia de réplicas, muestra una diferencia de $p = 1.04$ a $p = 1.09$.
- En el evento de Colima de 2003 con $M_s = 7.6$ (Evento 10, Tabla 4 y Tabla 5), se recortaron 53 réplicas con base a la curva de número acumulativo contra tiempo y el cambio en el valor p es de casi el 50%, aunque la incertidumbre aumenta en 0.15.
- En el evento de Michoacán de 2000 con $M_s = 6.5$ (Evento 13, Tabla 4 y Tabla 5), al igual que en el evento anterior, el valor p decrece en un 15.3% y la incertidumbre aumenta, habiéndose eliminado 9 eventos de su secuencia de réplicas, quedando en 15 por lo que consideramos que el número es insuficiente para determinar sus parámetros.
- En el evento de Guerrero de 1996 con $M_s = 6.5$ (Evento 15, Tabla 4 y Tabla 5), la variación en el valor p al eliminar 7 réplicas de su secuencia, aumenta de 0.82 a 0.84, pero en la incertidumbre se aprecia un incremento mucho mayor del 262.5% lo cual ya refleja la ausencia de datos para el cálculo.



- Para el evento de Guerrero de 1989 con $M_s = 6.9$ (Evento 17, Tabla 4 y Tabla 5), el valor p decreció 26% y la incertidumbre aumentó un 226.6% al eliminar de su secuencia 14 eventos.
- En el evento de Guerrero de 1993 con $M_s = 6.6$ (Evento 18, Tabla 4 y Tabla 5) la diferencia en el valor p es de 0.1, se eliminaron 4 eventos de su secuencia de réplicas.
- Para el evento de Guerrero de 1995 con $M_s = 7.2$ (Evento 19, Tabla 4 y Tabla 5), se observa un cambio drástico del valor p que decrece de 0.89 a 0.37 y la incertidumbre aumentó un 457.6% (de 0.33 a 1.51).
- En el evento de Oaxaca de 1996 con $M_s = 6.9$ (Evento 22, Tabla 4 y Tabla 5), no hay variación en el valor p (0.85) al eliminar de la secuencia de réplicas 26 eventos, sin embargo, se aprecia un incremento en la incertidumbre de 0.1.
- Por último en el evento de 1993 de Chiapas con $M_s = 7.3$ (Evento 31, Tabla 4 y Tabla 5), muestra un decremento en el valor p que varía de 0.76 a 0.44, al eliminar 31 eventos de la secuencia de réplicas, se observa que la incertidumbre aumenta de 0.14 a 0.7, es decir un 500%.

Por lo anterior, se observa que no hay un cambio sistemático ya que la variación en el resultado del valor p puede crecer o decrecer cuando se limita el proceso a la fase inicial de una secuencia de réplicas. Debido a esto y considerando que las incertidumbres aumentaron, además de que no se tienen bases físicas para descontar la aparente segunda fase como parte del proceso de réplicas se decidió emplear los resultados del proceso completo en la discusión.

III.2.- Método visual

En la tabla 6 se muestran los resultados del análisis de las secuencias de réplicas usando una selección visual. Mediante éste método fue posible determinar los parámetros



de 2 eventos adicionales (eventos: 11 y 33) los cuales no contaban con suficiente información en el método anterior. Un caso contrario a esto fue el evento 25 ya que los datos del método para este evento eran muy pocos como para poder calcular sus parámetros. Las gráficas de los resultados pueden ser consultados en el apéndice B.

Tabla 6.- Valores de los parámetros para las secuencias de réplicas de los eventos analizados por medio del método visual.

# de evento	# Repl.	Valor P	Valor C	Valor K	Valor b	Valor a
1	20	0.86 +/- 0.15	0 +/- 0.301	1.91 +/- 1.08	0.643 +/- 0.1	3.07
9	48	1.07 +/- 0.17	0 +/- 0.217	9.34 +/- 3.78	1.18 +/- 0.2	5.79
10	67	0.97 +/- 0.12	0.112 +/- 0.12	10.31 +/- 2.95	0.733 +/- 0.1	3.63
11	13	0.78 +/- 0.17	0 +/- 0.175	0.99 +/- 0.59	1.02 +/- 0.2	4.39
12	18	0.79 +/- 0.12	0 +/- 0.041	1.49 +/- 0.58	0.736 +/- 0.2	3.31
13	23	0.9 +/- 0.15	0 +/- 0.101	2.86 +/- 1.12	0.814 +/- 0.2	3.37
15	18	0.74 +/- 0.15	0 +/- 0.154	1.41 +/- 0.71	0.899 +/- 0.3	3.86
16	17	0.76 +/- 0.29	0 +/- 0.026	4.79 +/- 1.67	1.4 +/- 0.4	4.64
17	39	0.78 +/- 0.18	0 +/- 0.149	6.39 +/- 2.15	0.965 +/- 0.3	4.03
18	19	0.86 +/- 0.14	0 +/- 0.046	2.04 +/- 0.73	0.712 +/- 0.2	2.85
19	32	0.7 +/- 0.2	0 +/- 0.1	5.79 +/- 1.65	0.863 +/- 0.1	4.18
20	6	0.78 +/- 0.25	0 +/- 0.218	0.5 +/- 0.42	-----	-----
21	46	0.89 +/- 0.08	0 +/- 0.03	4.72 +/- 1.11	1.02 +/- 0.2	4.47
22	64	0.92 +/- 0.24	0.107 +/- 0.147	16.12 +/- 4.52	1.06 +/- 0.2	5.25
24	39	0.86 +/- 0.1	0 +/- 0.01	5.08 +/- 0.93	1.45 +/- 0.3	6.0
30	26	0.68 +/- 0.17	0 +/- 0.069	3.54 +/- 1.08	0.893 +/- 0.2	4.08
31	54	0.79 +/- 0.14	0 +/- 0.034	10.03 +/- 1.72	0.904 +/- 0.1	4.89
32	12	0.69 +/- 0.23	0 +/- 0.045	2.71 +/- 0.82	0.701 +/- 0.2	3.15

III.3.- Método de enjambres

El análisis de las secuencias de réplicas usando el algoritmo de identificación automática de enjambres de Reasenberg, dio los siguientes resultados: 7 eventos arrojaron valores de un total de 33, estos valores se muestran en la Tabla 7, esto es debido a que para los restantes 26 eventos las réplicas identificadas eran muy pocas. Las gráficas de los resultados de los eventos pueden ser consultadas en el apéndice C.



Tabla 7.- Valores de los parámetros para las secuencias de réplicas de los eventos analizados por medio del método de enjambres (Reasenberg, 1985).

# de evento	# Repl.	Valor P	Valor C	Valor K	Valor b	Valor a
9	12	1.9 +/- 4.14	0 +/- 0.996	4.24 +/- 5.67	1.04 +/- 0.2	4,83
10	36	0.96 +/- 0.88	0.241 +/- 0.638	15.13 +/- 11.77	0.617 +/- 0.1	2,96
18	14	0.97 +/- 0.21	0 +/- 0.214	1.9 +/- 1.11	-----	-----
19	40	1.32 +/- 0.22	0.044 +/- 0.056	7.82 +/- 1.87	0.958 +/- 0.2	4,27
21	46	1.51 +/- 0.2	0.298 +/- 0.202	14.47 +/- 6.57	1.2 +/- 0.1	4,82
22	60	1.45 +/- 0.2	0.263 +/- 0.17	17.07 +/- 6.79	0.776 +/- 0.1	4,12
31	28	2.5 +/- 1.85	0.294 +/- 0.453	7.62 +/- 9.34	0.836 +/- 0.1	4,37

Los resultados obtenidos mediante el algoritmo de Reasenberg (1985) son poco significativos, lo que puede deberse, como se mencionó anteriormente, a la dependencia del algoritmo en el error de localización, que para datos regionales no es adecuado a este algoritmo.

III.4.- Discusión de resultados

III.4.1.- Método de radio fijo

Usando el método de radio fijo para la selección de réplicas, fue posible analizar un total de 17 eventos. Los resultados del valor p arrojan un valor máximo de 1.04 el cual corresponde al evento de Colima de 1995 con una $M_s = 7.3$ (Tabla 4) que en su secuencia de réplicas presenta un número de 60 eventos y se encuentra en el límite de los estados de Jalisco y Nayarit (Figura 23), y un valor mínimo de 0.63, para el evento de Guerrero de 1993 con una $M_s = 6.2$. En promedio los resultados del valor p de Omori, se presentan en un rango de 1.0 a 0.8.

Los resultados del valor p obtenidos presentan una tendencia general decreciente de Oeste a Este. De acuerdo a la Figura 23 se puede observar que los valores hacia el Oeste del Gap de Guerrero tienen un promedio de 1.0 a 0.8, donde la placa es más joven, mientras que hacia el Este los valores presentan un promedio de 0.9 a 0.7, lo que coincide con las mayores edades de la placa. Para identificar claramente la tendencia del decremento de los valores



hacia el Este, se calcularon los promedios de los valores a través de una ventana corrida de tres puntos, así como los promedios en cada uno de los segmentos propuestos por Zúñiga y Guzmán (1994) (Figuras 24 y 25).

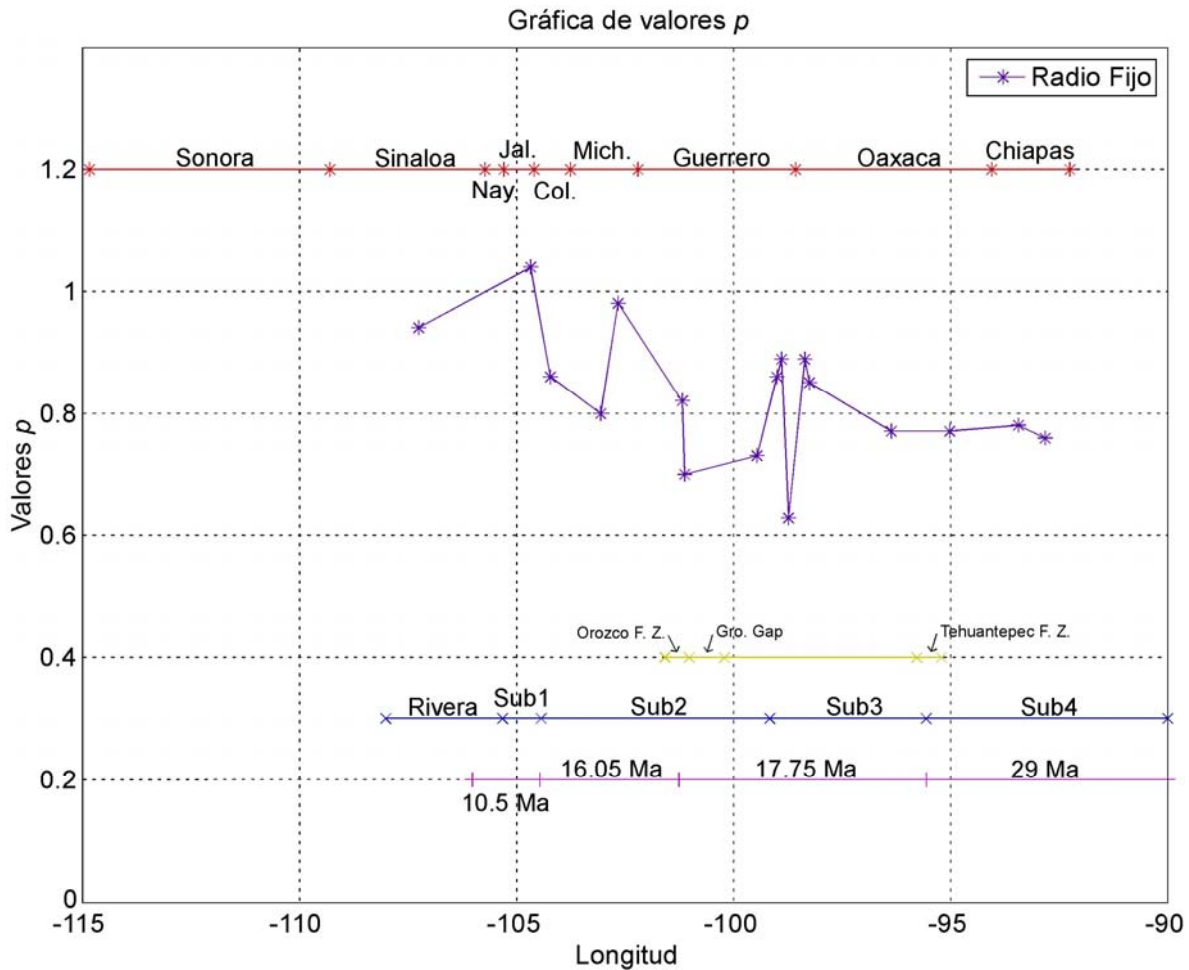


Figura 23.- Valores p empleando el método de radio fijo (Kagan, 2002). Estos son comparados contra los límites de los estados, las zonas de fractura, la segmentación propuesta por Zúñiga y Guzmán (1994) y contra la edad de la placa. O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

En la Figura 25 se muestran los promedios por segmento y los valores del suavizado por ventanas donde se puede ver que estos marcan claramente la tendencia a decrecer hacia el Este. La correlación con los segmentos es menos obvia, aunque es posible advertir que los mayores cambios en las tendencias ocurren cercanos a las fronteras entre segmentos.

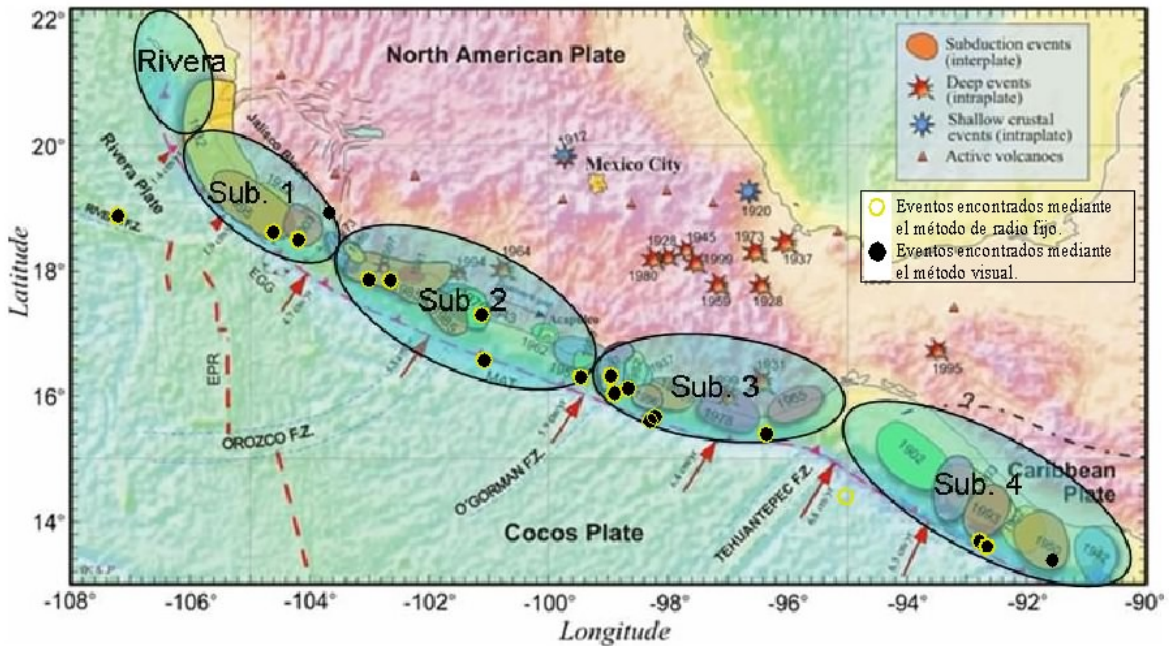


Figura 24.- Mapa de la segmentación propuesta por Zúñiga y Guzmán (1994) (elipses), así como las zonas de fractura y zonas de ruptura de algunos sismos importantes en México (tomado de Kostoglodov y Pacheco, 1999) y los epicentros de los sismos analizados. Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4.

Considerando los valores promedio, se puede apreciar que los valores de los segmentos Rivera y Sub1 son apreciablemente mayores que los valores de los segmentos Sub2, Sub3 y Sub4. Por otro lado, los valores promedio de estos tres últimos no presentan diferencias significativas.

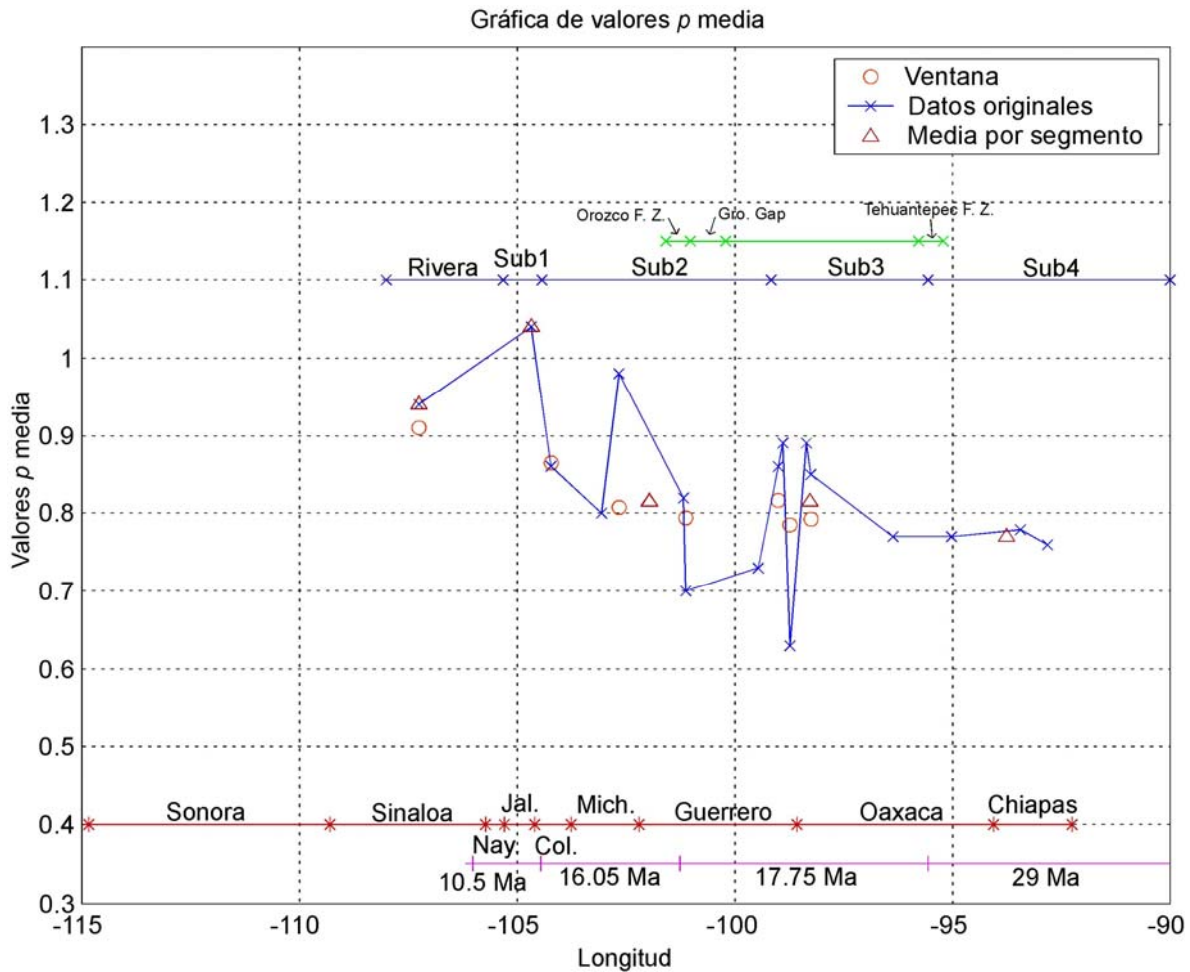


Figura 25.- Valores p promedio calculados por medio de una ventana corrida de tres puntos (o), así como valores promedios por cada segmento (Δ), la cual ilustra la tendencia de los valores p de Oeste a Este. (x.- Valores originales). O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

Al tomar en cuenta las incertidumbres, a pesar de tener un tamaño significativo debido al escaso número de réplicas de cada secuencia, se aprecia que estas delimitan una franja (Figura 26) la cual también muestra una tendencia a disminuir hacia el Este, a excepción de un evento localizado entre los estados de Guerrero y Oaxaca (Evento 19, 14/09/1995, Long.: -98.88, Lat.: 16.31) el cual también coincide cercanamente con la frontera entre los segmentos Sub2 y Sub3. De cualquier manera, este evento muestra una mayor incertidumbre que el resto de los eventos analizados por lo que es posible que el valor obtenido sea erróneo.

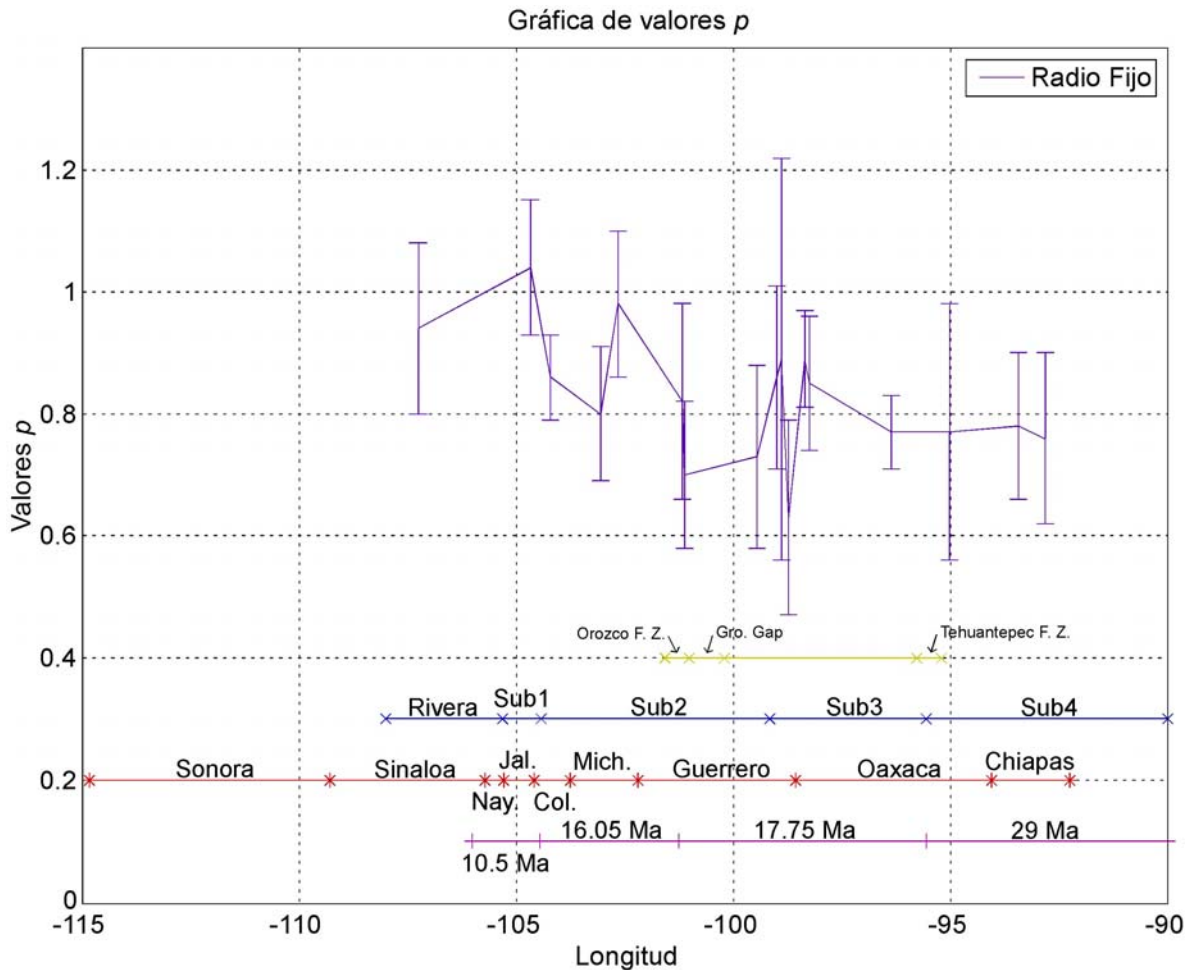


Figura 26.- Barras de error para los valores p calculados por medio del método de radio fijo. Obsérvese que las barras delinean una franja dentro de la cual caen todos los valores de p . O. F. Z.- Zona de fractura Orocco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

Los valores b (Figuras 27 y 28) por su parte, presentan un valor máximo para el evento 31 (Tabla 2, Long.: -92.79, Lat.: 13.98), donde la placa es más fría (de mayor edad), mientras que el valor mínimo se encuentra en el evento 13 (Long.: -102.66, Lat.: 17.99) (Tabla 3, Figura 27). Los valores de b aumentan en promedio del Oeste al Este, y presentan una tendencia contraria al valor p .

Es de notar, sin embargo, que el evento localizado en la costa de Colima (Evento 9, 9/10/1995, Long.: -104.67, Lat.: 18.74) muestra un valor anómalo ($b = 1.34$) con respecto a la



tendencia general lo cual podría atribuirse a su localización cercana a la frontera de las placas Rivera-Cocos. Aunque no se puede descartar la posibilidad de errores debidos a la poca cobertura de estaciones en la zona.

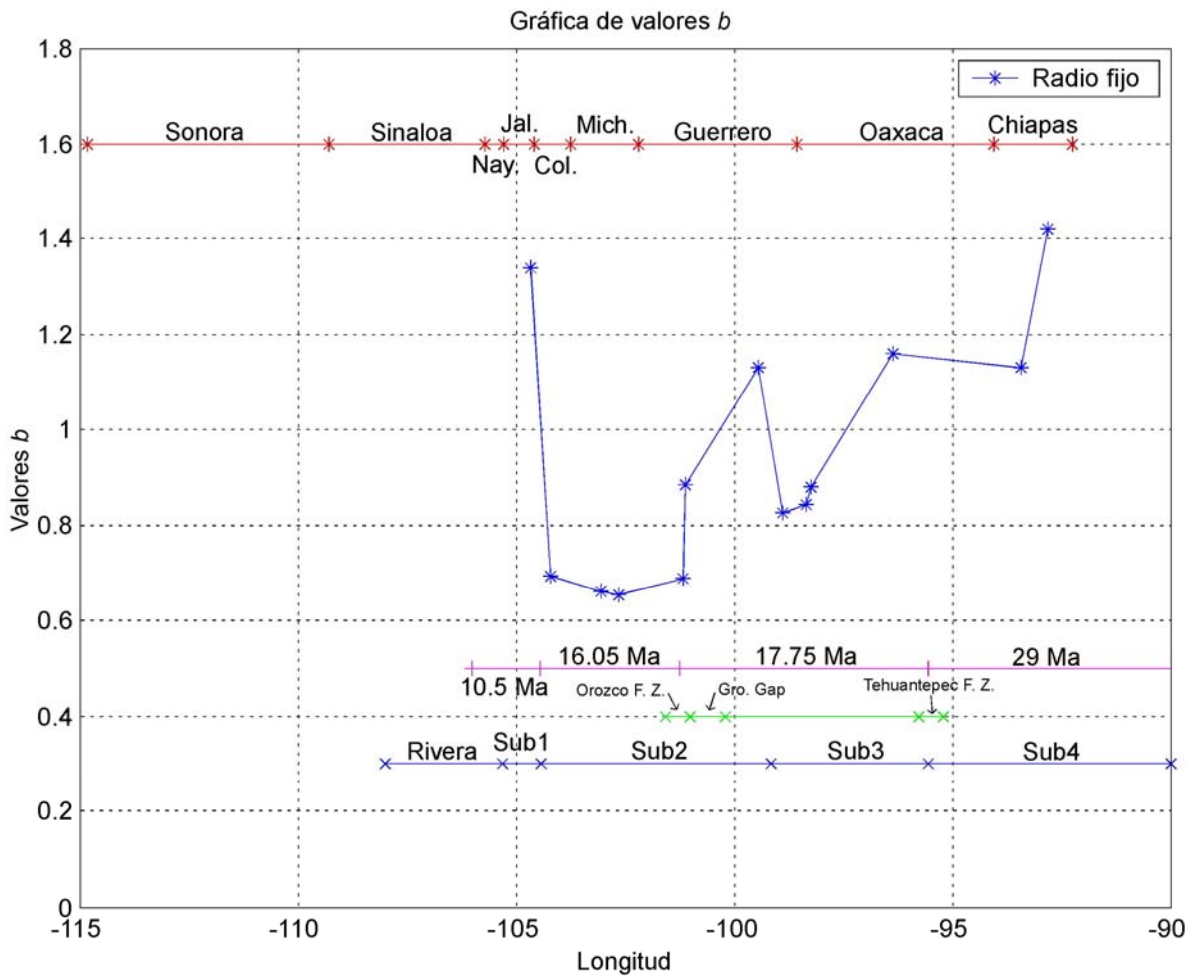


Figura 27.- Valores b calculados por medio del método de radio fijo. Se observa la tendencia de los valores a incrementar hacia el Este. O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

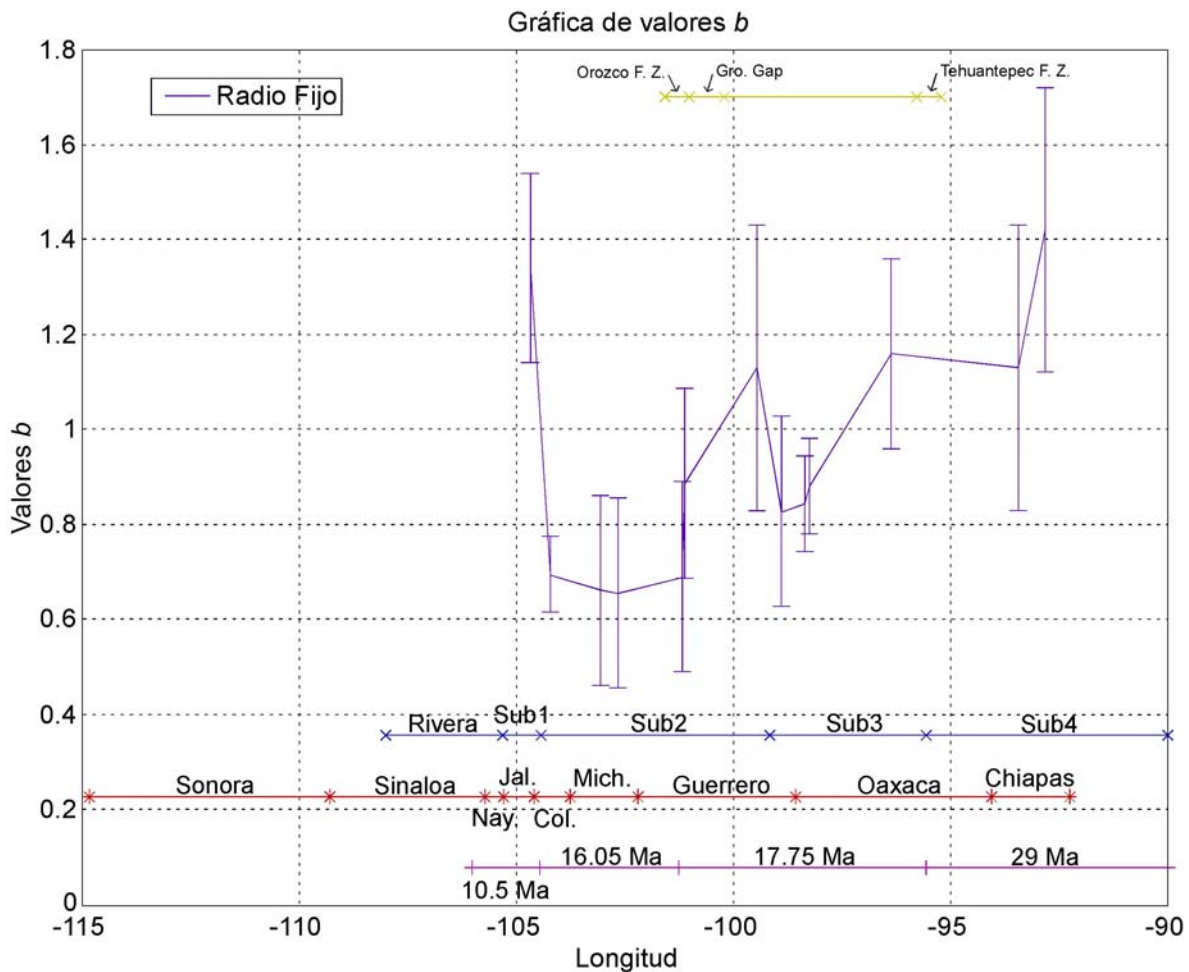


Figura 28.- Barras de error para los valores b calculados por medio del método de radio fijo. O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Riviera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

Se puede observar en la Figura 28 que las barras de error para los valores b también muestran la tendencia de un aumento hacia la parte Este, las incertidumbres calculadas por cada evento son similares. Las incertidumbres de los valores b están calculadas en el método de Shi y Bolt (1982), ellos comparan la probabilidad de la densidad de distribución de b contra una forma asintótica para una variación del mismo.



III.4.2.- Método visual

Mediante la selección visual para la determinación del área de réplicas y considerando la curva acumulativa contra tiempo para determinar el intervalo de la secuencia principal, se obtuvieron resultados (Tabla 6) muy parecidos a los encontrados por el método anterior, así como la tendencia a decrecer de Oeste a Este (Figura 29).

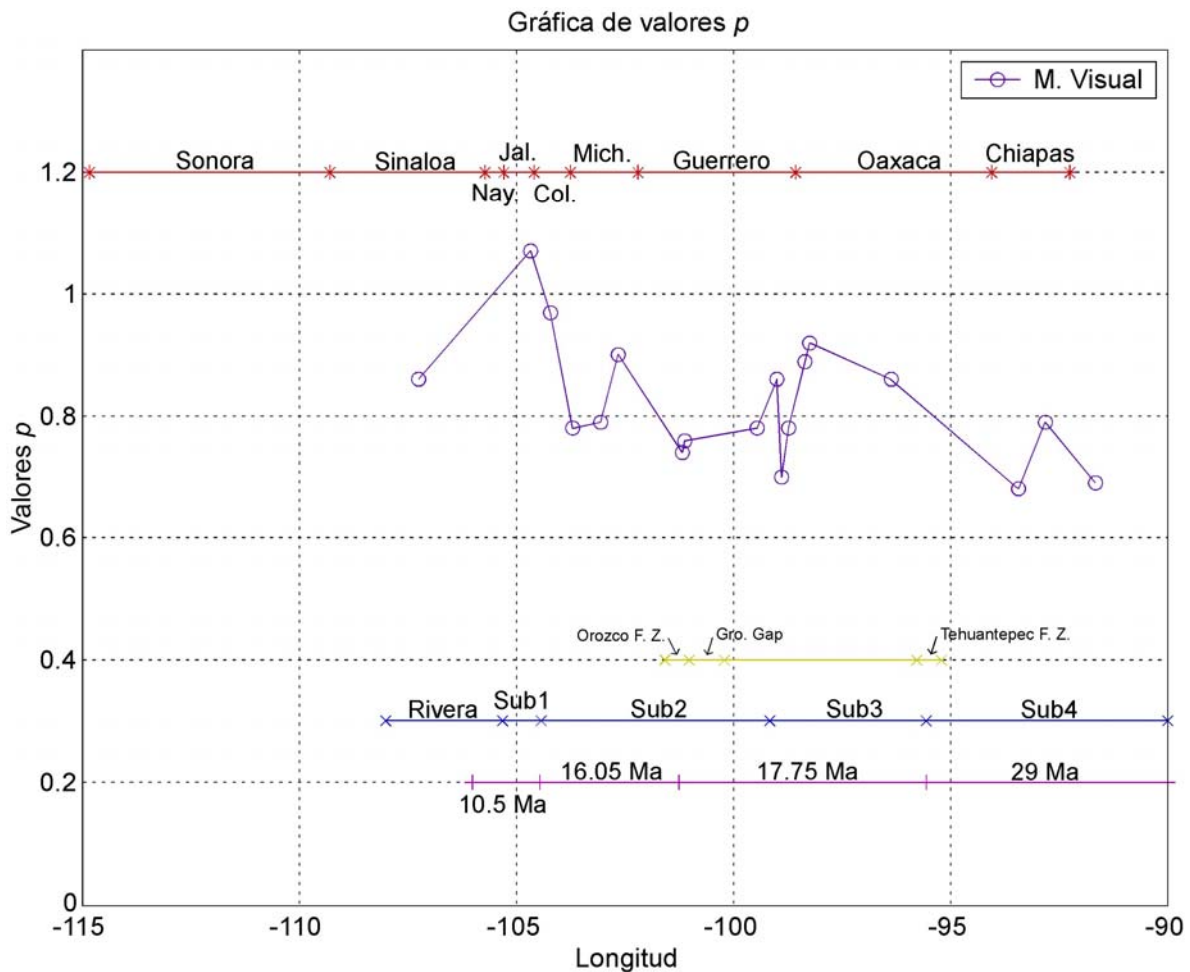


Figura 29.- Valores p determinados por medio del segundo método, se observan que los valores marcan una tendencia a decrecer de Oeste a Este. O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

Para el método visual, de la misma forma que para el método de radio fijo, se determinaron los promedios de los valores p por medio de una ventana corrida de tres puntos,



así como, los promedios por cada segmento, para comprobar la tendencia lo que, de la misma forma que el método de radio fijo, muestra una relación inversa a la edad de la placa, los valores para el Oeste fluctúan en promedio entre 0.9 a 0.8 y para el Este los valores se presentan en promedio en un rango de 0.8 a 0.7 (Figura 30).

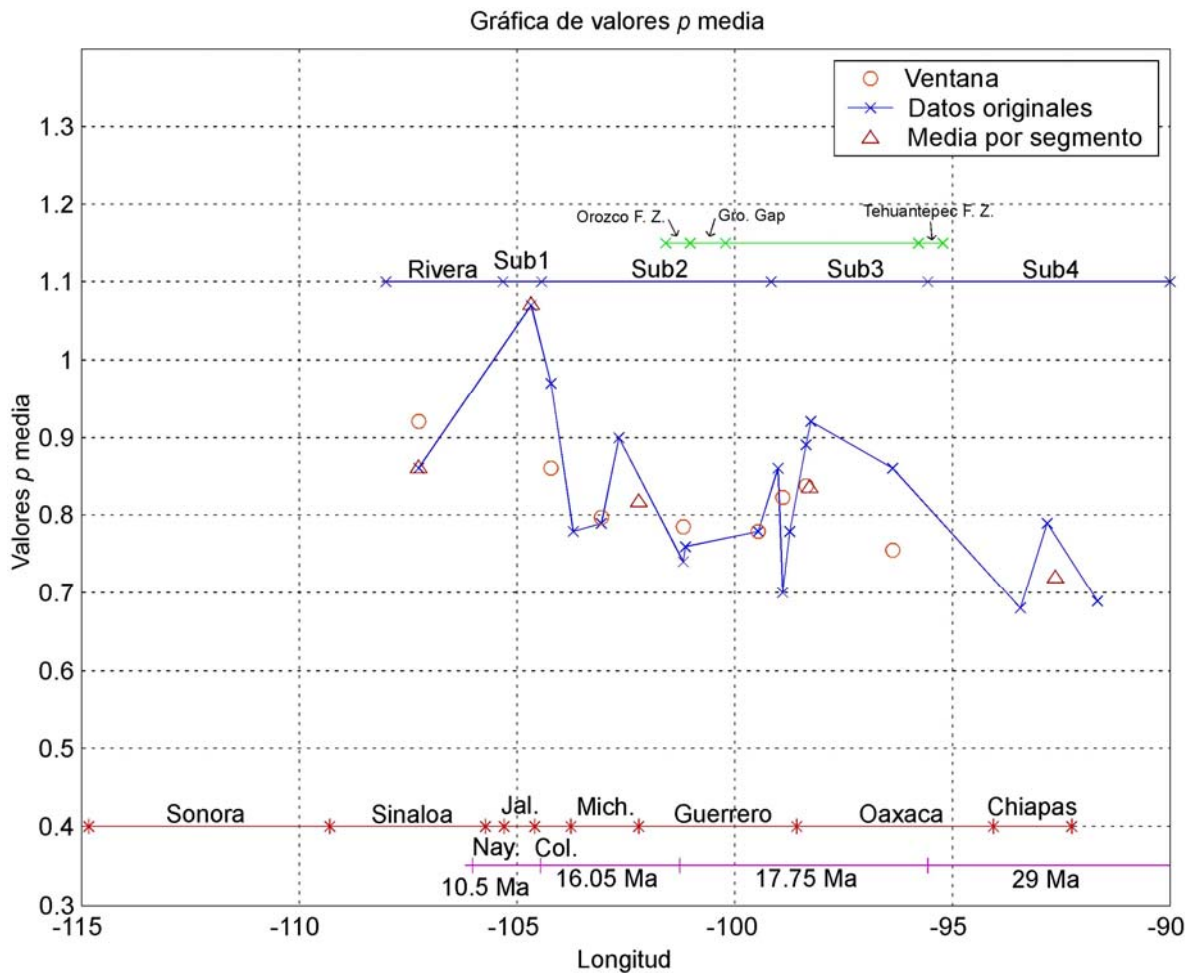


Figura 30.- Valores p promedio calculados por medio de una ventana corrida de tres puntos (o), así como valores promedios por cada segmento (Δ), la cual ilustra la tendencia de los valores p de Oeste a Este. (x.- Valores originales). O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

La variación de los valores p encontrados no difieren mucho de los valores encontrados con el método de radio fijo, lo cual se puede observar en la Figura 31, en donde se grafican los resultados para ambos métodos. Se mantienen dentro de un mismo rango de



valores tanto para el Oeste (1 a 0.8) como para el Este (0.9 a 0.7), presentando ambos la misma tendencia a decrecer con una relación inversa asociada con la edad de la placa. La mayor discrepancia se observa para los eventos en las regiones Rivera y Sub1. En estas regiones los valores disminuyen acercándose más a los valores calculados hacia el Este.

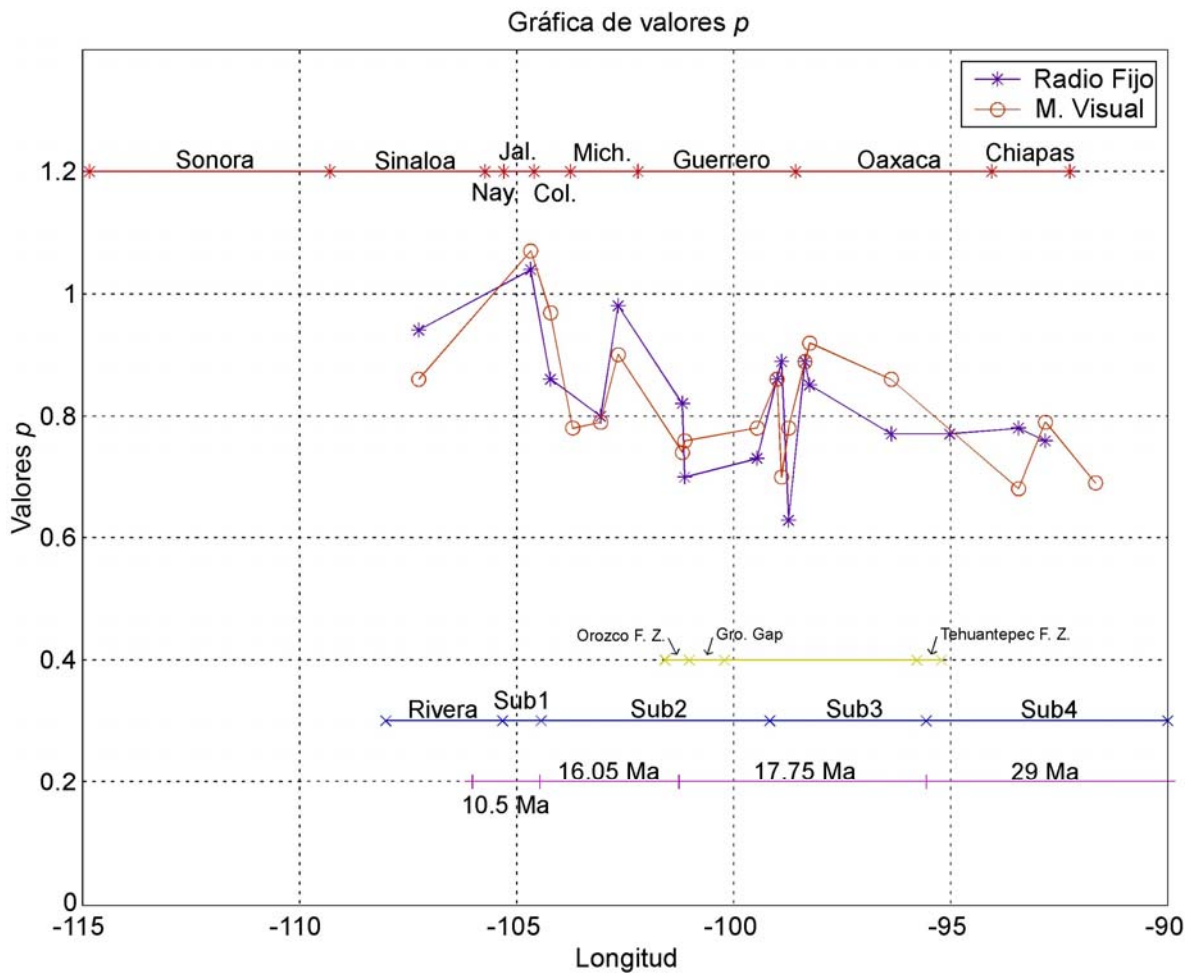


Figura 31.- Valores p determinados por medio del radio fijo (*) y una selección visual (o). O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

Las incertidumbres para este método, al igual que para el método de radio fijo, delimitan una franja que presenta un patrón decreciente de Oeste a Este, aunque con una tendencia (Figura 32) menos pronunciada, las barras de error en general no presentan diferencias significativas con las calculadas para los datos de radio fijo.

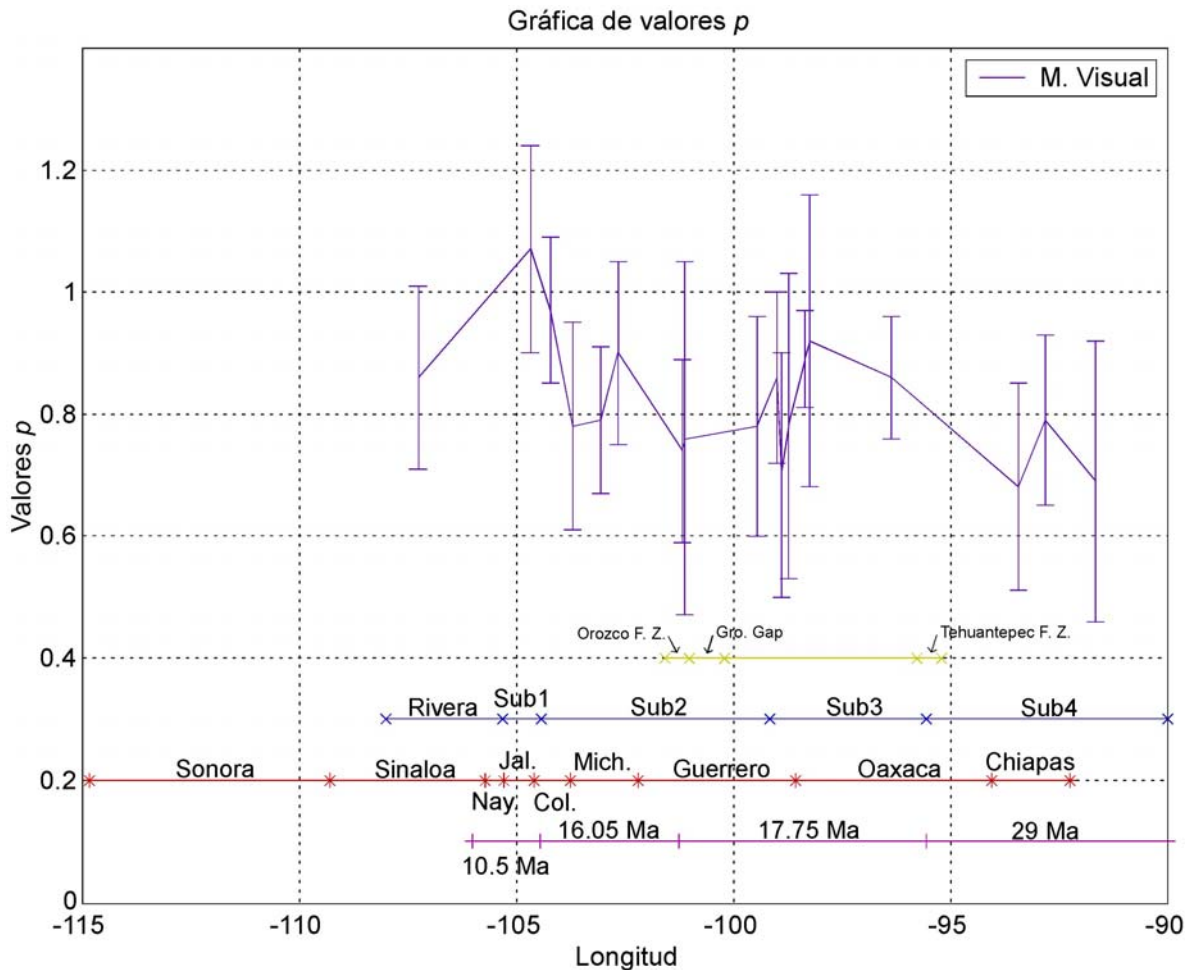


Figura 32.- Barras de error para los valores p calculados por medio del segundo método. Obsérvese que las barras delinean una franja dentro de la cual caen todos los valores de p . O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

En cuanto a los valores b determinados por medio de este método, estos no muestran una tendencia similar a la del método anterior (Figuras 33 y 34). Los valores muestran cierta variación entre ellos, ya que se presentan en un rango de 1.4 a 0.6. Se puede observar que son sólo tres eventos los que salen de una tendencia más o menos constante, mostrando valores mayores o iguales a 1.2. Si bien no podemos corroborar la tendencia observada con el método anterior, si podemos afirmar que no se puede descartar la posibilidad de una correlación con la tectónica. Las incertidumbres de los valores calculados (Figure 34) varían de ± 0.1 a ± 0.2 , pero es de notarse que las mayores incertidumbres se



obtuvieron para los eventos que mostraron los valores b más altos. De cualquier forma no es posible desechar la posibilidad de que la variación de estos valores, también pueda atribuirse a una característica particular de la zona.

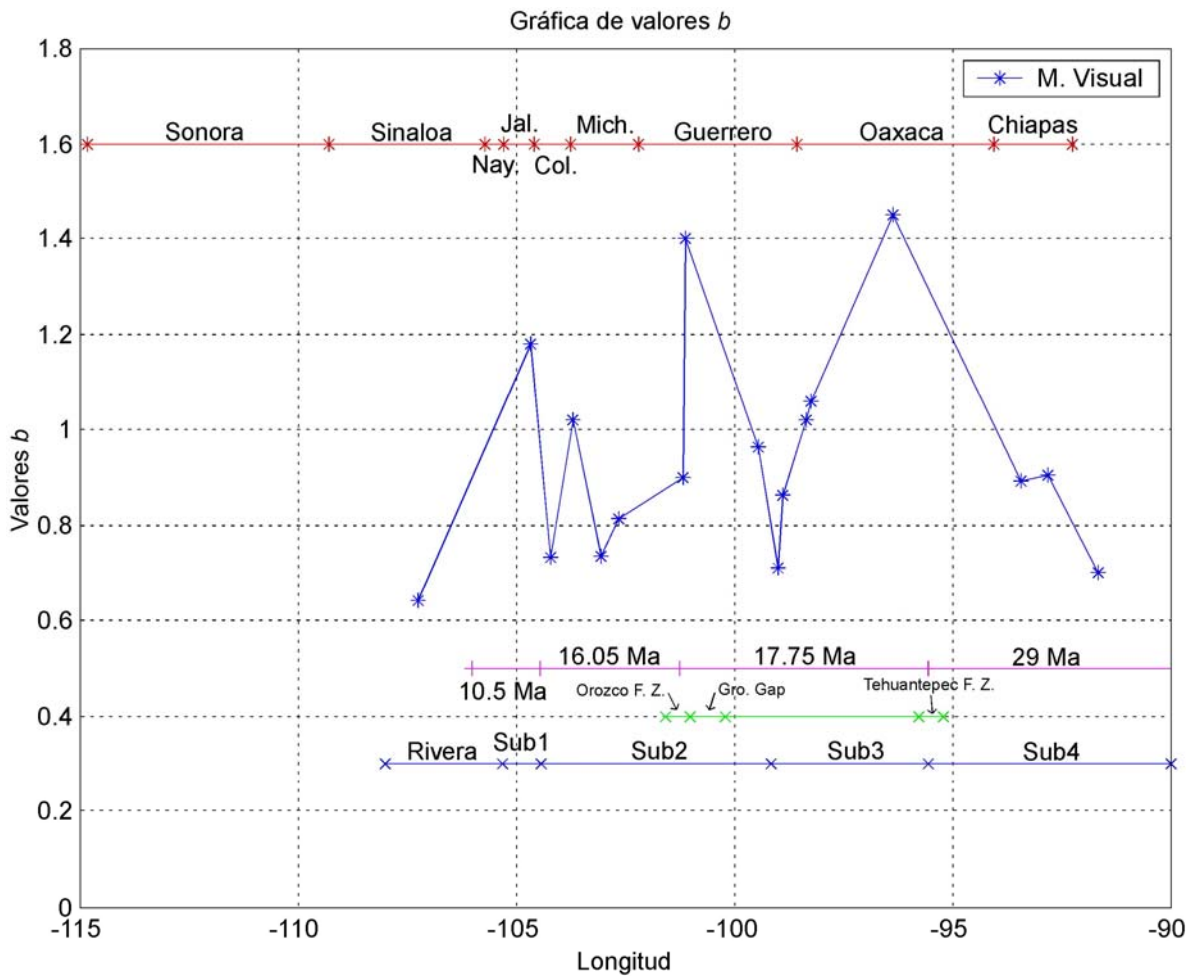


Figura 33.- Valores b calculados por medio del segundo método, se observa una tendencia a crecer de Oeste a Este. O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

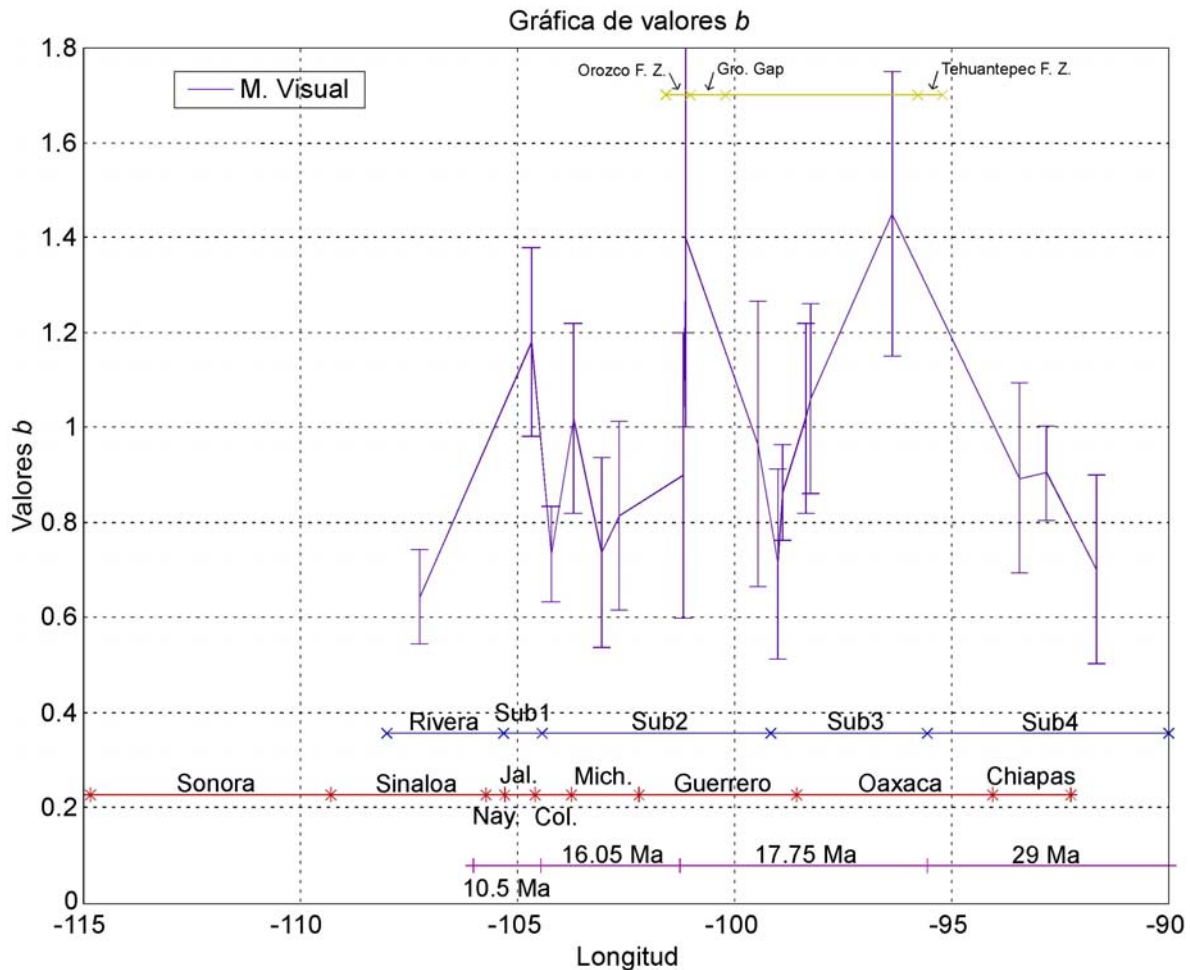


Figura 34.- Barras de error para los valores b calculados por medio del método visual. O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

III.4.3.- Método de enjambres

Los parámetros encontrados empleando el algoritmo de Reasenberg (1985) muestran valores p muy altos y con una incertidumbre muy elevada exceptuando los eventos localizados cercanos a la frontera Guerrero-Oaxaca (Figuras 35 y 36). El método identificó únicamente 7 secuencias de réplicas, debido, como se mencionó, a la injerencia de los errores en localización regional (Tabla 7), y los valores p obtenidos varían en un intervalo de 0.95 a 2. Aún cuando los resultados de éste método son muy limitados se puede apreciar cierta tendencia creciente, similar a la de los métodos anteriores.

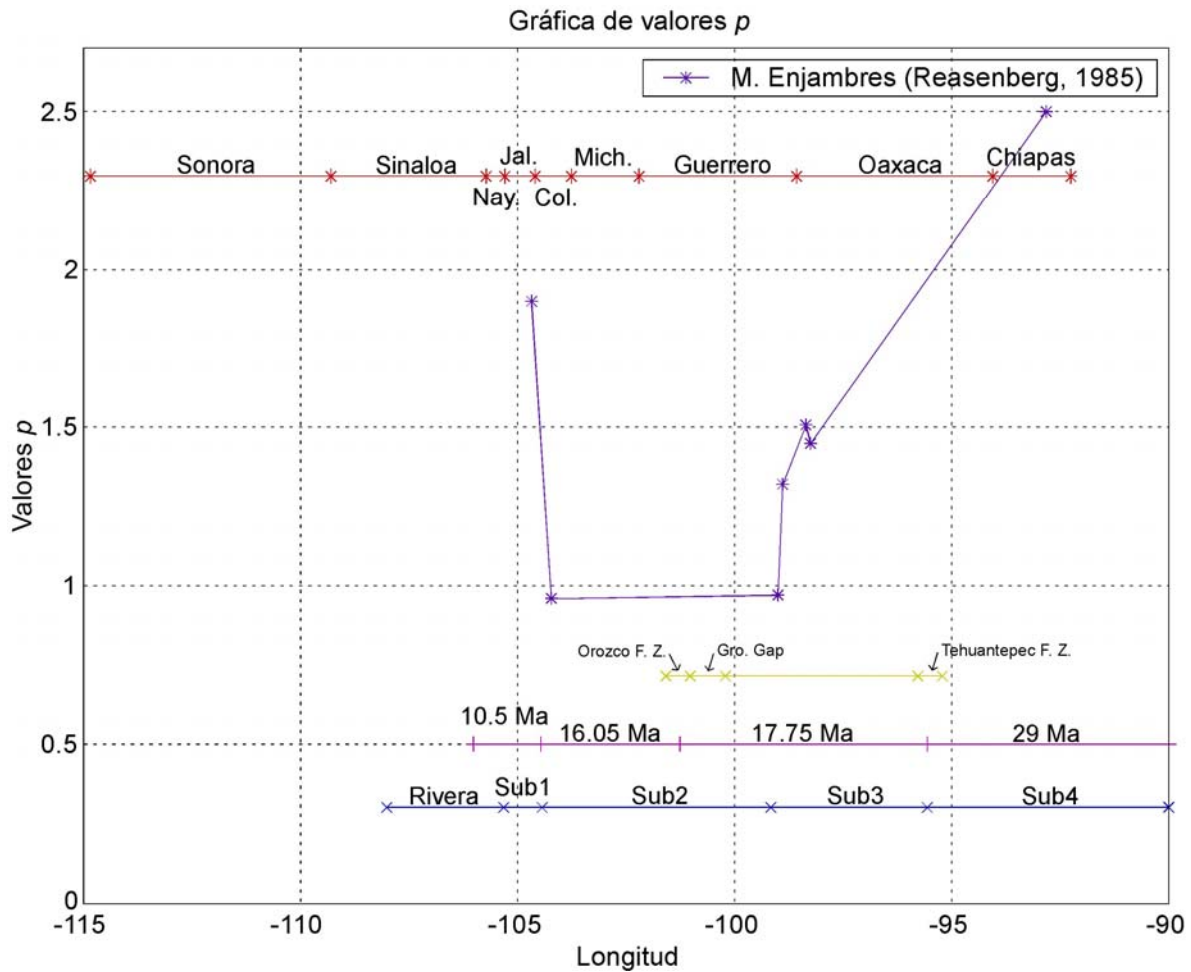


Figura 35.- Valores p empleando el algoritmo de Reasenber (1985). O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

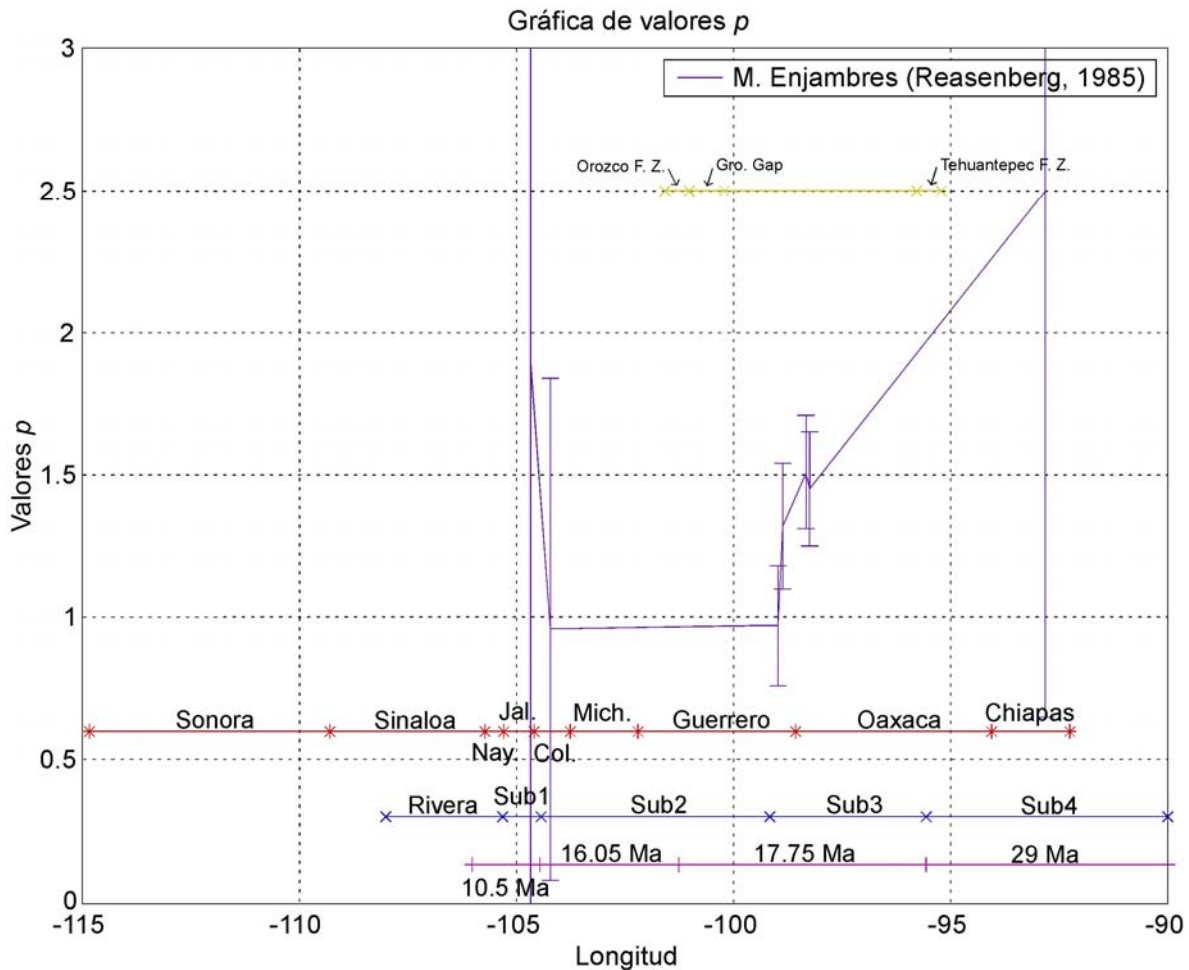


Figura 36.- Barras de error para los valores p calculados por medio del algoritmo de Reasenberg (1985), se puede observar que las incertidumbres son muy elevadas. O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

Los valores b obtenidos en este caso fluctúan en promedio entre 0.8 y 1.0 (Figuras 37 y 38), y presentan una tendencia aparentemente similar que la que se observa en los dos primeros métodos de análisis (radio fijo y visual), pero los datos no son suficientes para corroborar los resultados anteriores.

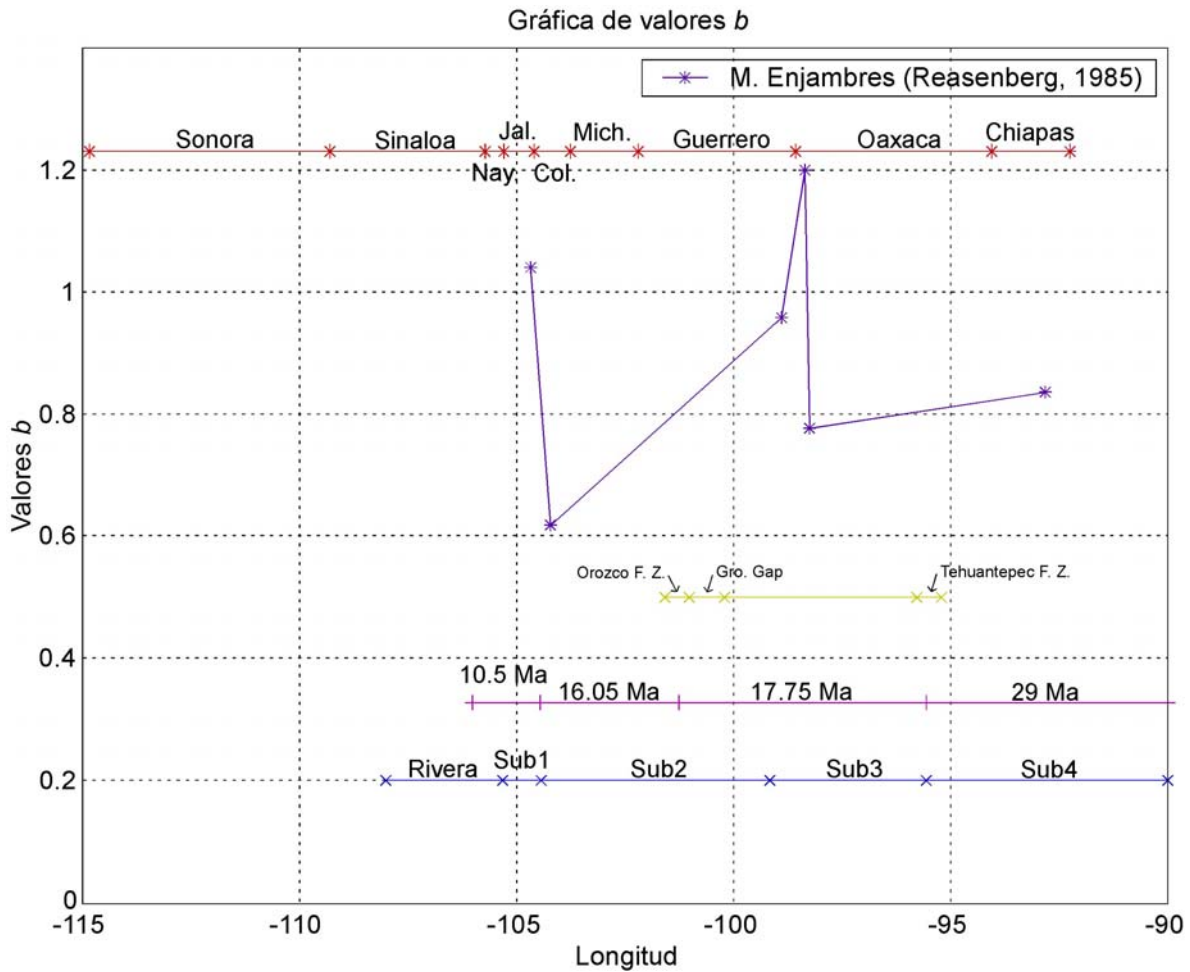


Figura 37.- Valores b calculados por medio del algoritmo de Reasenberg (1985). O. F. Z.- Zona de fractura Orocco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

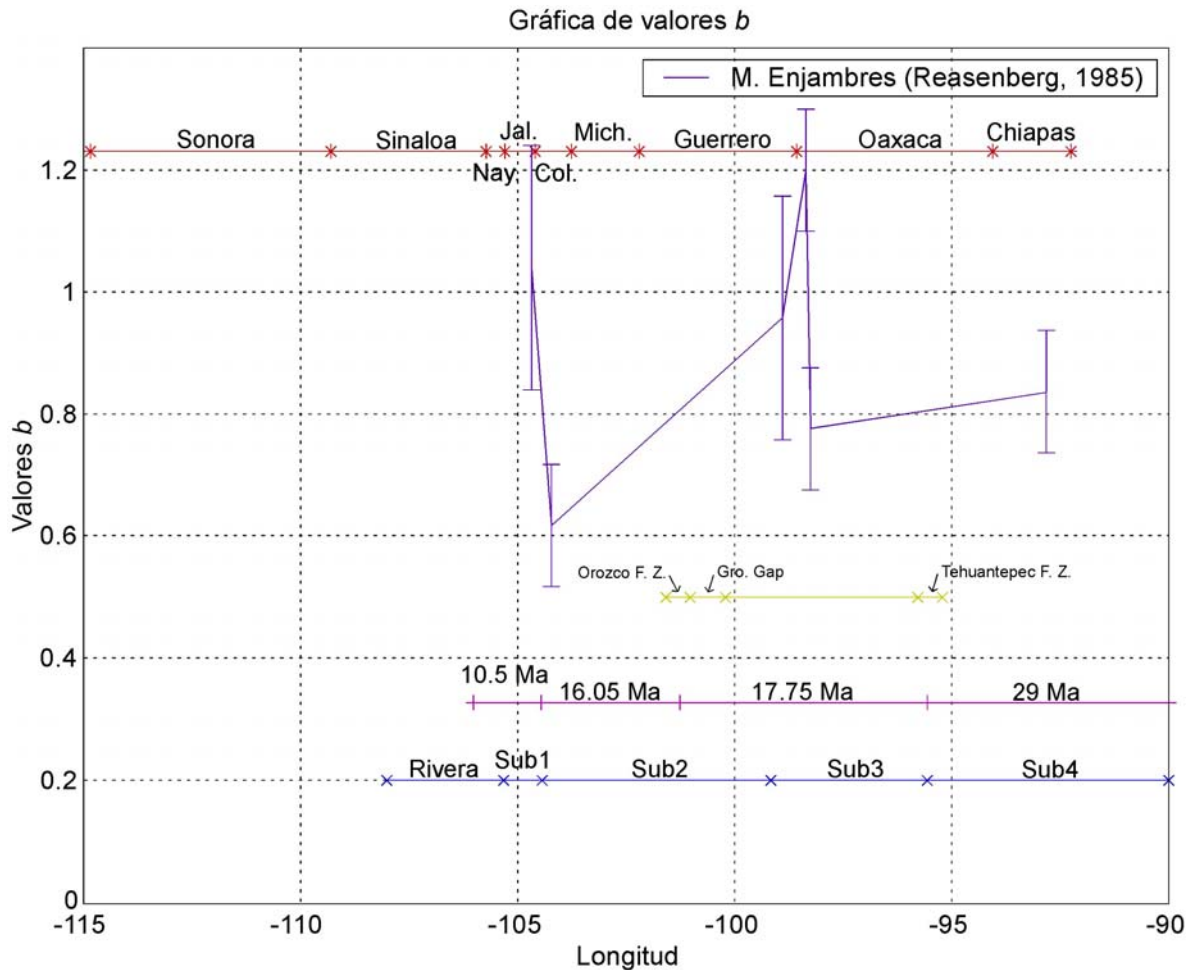


Figura 38.- Barras de error para los valores b calculados por medio del algoritmo de Reasenberg (1985). O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).

La figura 39 muestra una comparación entre los valores p obtenidos por los dos primeros métodos, contra la edad de la placa, en ellas se puede observar que la mayoría de los eventos analizados se encuentran distribuidos en la zona donde la edad de la placa varía de 16.05 Ma a 17.75 Ma, esta zona corresponde a su vez con los segmentos Sub2 y Sub3, dichos segmentos están relacionados al mayor acoplamiento entre las placas de Cocos y Norteamérica. También se aprecia el decremento hacia el Sureste, aunque la dispersión en los eventos ocurridos en la placa con edad cercana a los 18 Ma es notable. La figura 40 muestra los resultados obtenidos para el valor de b . Se puede observar que no hay una tendencia clara



aunque las fluctuaciones merecen una investigación más detallada que escapa de los alcances de este trabajo.

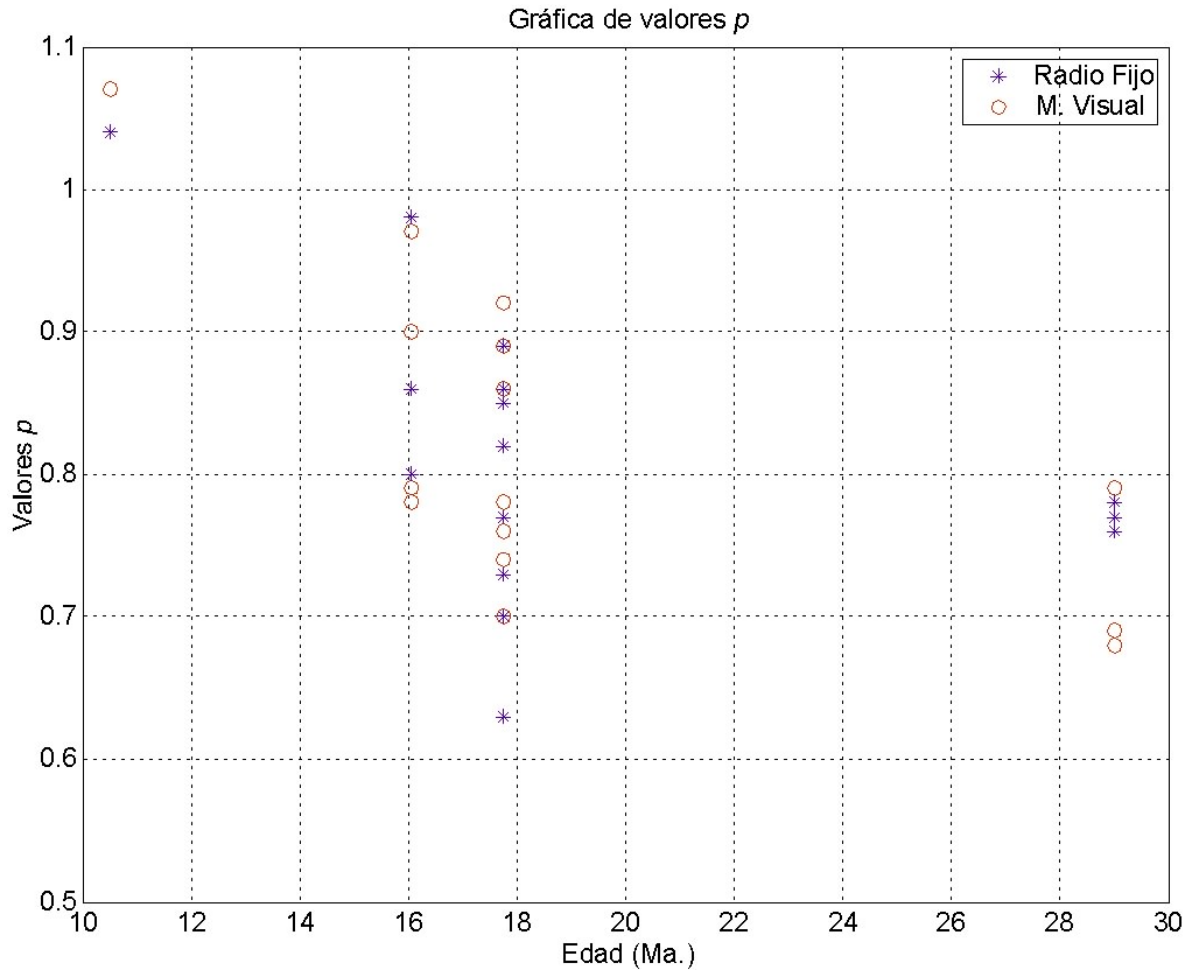


Figura 39.- Comparación entre los valores p determinados por medio de los métodos de radio fijo (*) y visual (o) contra la edad de la placa.

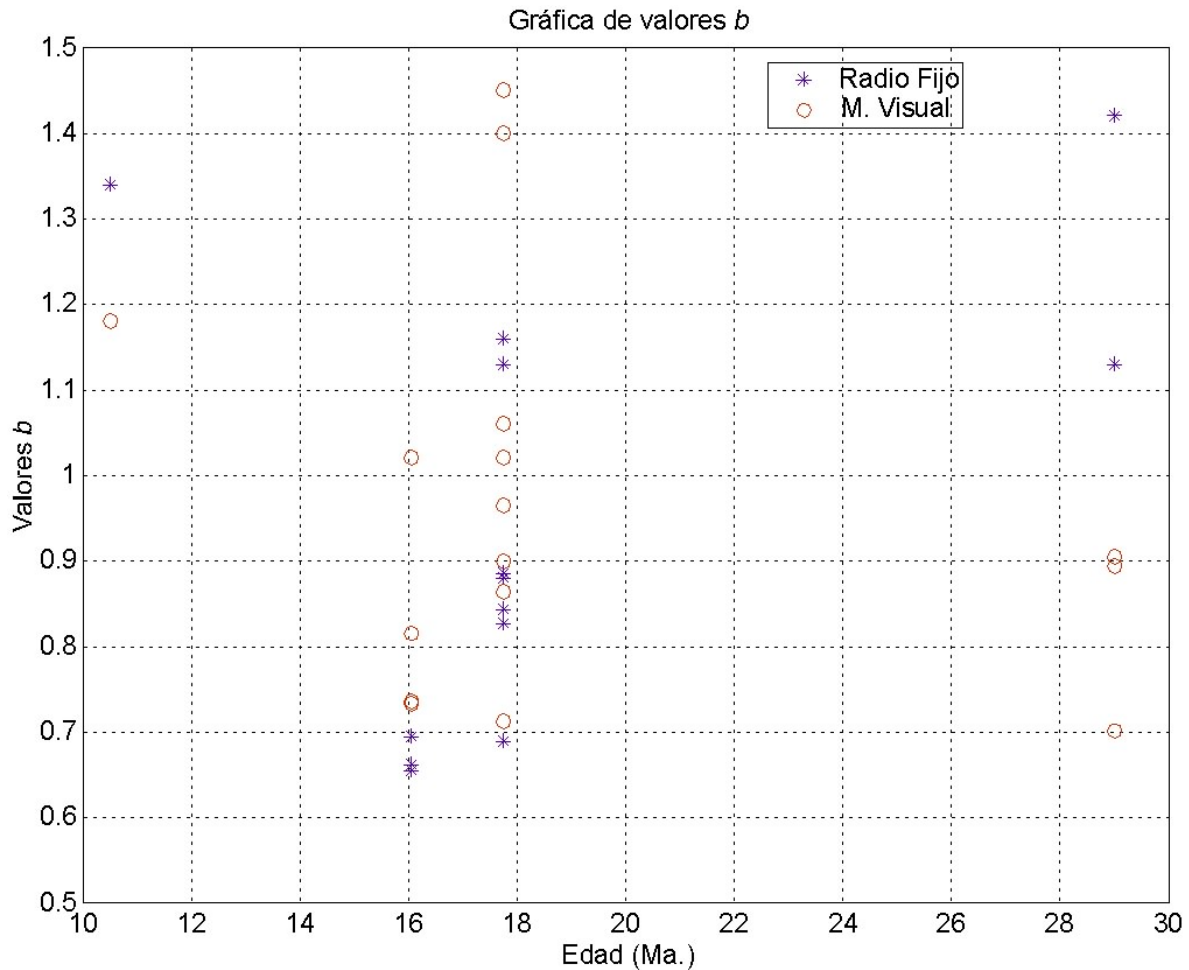


Figura 40.- Comparación entre los valores b determinados por medio de los métodos de radio fijo (*) y visual (o) contra la edad de la placa.

Para demostrar que los eventos analizados son independientes, es decir, que no pertenecen a una misma población, se realizó la prueba estadística *t-student* para los eventos 9 y 31 (Tablas 4 y 6), tanto para el método de radio fijo como para el método visual, analizando los parámetros p y b para cada uno. Los resultados del valor p por medio del radio fijo presentan 99% ($t = 11.85$) de confianza, mientras que el valor b presenta un 90% ($t = -1.667$), para el caso del método visual los dos parámetros presentan un 99% de confianza ($t_p = 9.013$, $t_b = 8.648$), con lo anterior demostramos que los eventos analizados son independientes y por lo tanto si hay una tendencia del valor p a decrecer de Oeste a Este.



CAPITULO IV.- CONCLUSIONES

Los eventos someros analizados para los que fue posible determinar los parámetros de su secuencia de réplicas se encuentran situados sobre la zona de convergencia del Pacífico Mexicano, incluyendo la subducción de placas de Cocos y Rivera bajo la de Norteamérica.

Con los resultados obtenidos del análisis de las secuencias de réplicas, por medio de los tres métodos empleados para la selección del área de réplicas, se pretende contribuir a la idea de una posible regionalización de los parámetros de las réplicas para el Pacífico Mexicano además de corroborar la hipótesis de la relación directa entre las condiciones de acoplamiento y el valor p . Como se mencionó, en particular, el objetivo a futuro es una regionalización del valor p de la ley Omori-Utsu (fórmula modificada de Omori) (Utsu *et al.*, 1995). Existe una semejanza entre los resultados obtenidos mediante los tres métodos los cuales indican variaciones significativas del valor p en las zonas de subducción que se correlacionan con rasgos tectónicos, así como con una segmentación propuesta previamente (Zúñiga y Guzmán, 1994).

IV.1.- Relación entre los valores p y la posible segmentación de la zona de subducción

Los valores p encontrados mediante los métodos de radio fijo y visual principalmente, presentan una buena correlación con la segmentación de la zona de subducción propuesta por Zúñiga y Guzmán (1994), la cual ha utilizada para las estimaciones de riesgo sísmico en México. La relación entre los valores p y esta segmentación se describe a continuación:

- ***Rivera***: Esta región representa la zona de subducción de la placa Rivera por debajo de la placa Norteamericana y muestra una escasa sismicidad así como pocos eventos someros (Zúñiga y Guzmán, 1994). En nuestro análisis un evento se localizó en esta zona, analizado por medio de los dos primeros



métodos, el valor p presenta un promedio de 0.9 con una incertidumbre de 0.145 y la profundidad de éste no rebasa los 20 km (Figura 41).

- Sub1: Zona de eventos interplaca someros menores a 40 km esta zona representa la transición de la convergencia entre las placas de Rivera y Norteamericana, a la convergencia de Cocos y Norteamericana (Zúñiga y Guzmán, 1994), un evento en esta zona fue analizado por medio del método de radio fijo y uno por medio del método visual, su profundidad no rebasa los 20 km (Figura 41), el valor p en este segmento presenta un promedio de 1.05 con una incertidumbre de 0.14. Hacia el Este de este segmento se encuentra el límite de transición de la edad de la placa (Figura 31)
- Sub2: Esta zona corresponde al mayor acoplamiento entre las placa de Cocos y Norteamericana, los eventos son someros (Zúñiga y Guzmán, 1994), en este segmento 6 eventos fueron analizados por medio del método de radio fijo y 7 por medio del método visual, su profundidad en promedio no rebasa los 25 km (Figura 41). El promedio del valor p es de 0.816 y una incertidumbre de 0.147, cabe resaltar que en este segmento ocurre una transición en la edad de la placa (Figura 31), debido a esto los valores al Oeste del segmento presentan un promedio de p de 0.868 con una incertidumbre de 0.122, mientras que hacia el Este p es de 0.755 y una incertidumbre de 0.175.
- Sub3: Zona de convergencia de Cocos y Norteamericana con eventos someros (Zúñiga y Guzmán, 1994), 6 eventos fueron identificados y analizados en este segmento tanto por el método de radio fijo como por el visual, estos eventos en promedio no rebasan los 25 km de profundidad (Figura 41), para este caso el valor p presenta un valor promedio de 0.825 y una incertidumbre de 0.158. Hacia la parte Este del segmento se encuentra otro cambio en la edad de la placa (Figura 31).



- Sub4: La frontera occidental de este segmento cambia de carácter ya que el ángulo de subducción varía 15° en promedio y aproximadamente 35° en promedio hacia el Este, en esta zona los eventos son someros; aquí ocurre la convergencia entre la placa de Cocos y Caribe (Zúñiga y Guzmán, 1994), en este segmento fueron identificados y analizados 3 eventos por medio del método de radio fijo y 3 por medio del método visual, presentando una profundidad en promedio de 36 km (Figura 41). El valor promedio de p para esta zona es de 0.745 con una incertidumbre de 0.168, región donde la placa presenta la mayor edad (20 Ma) (Figura 31).

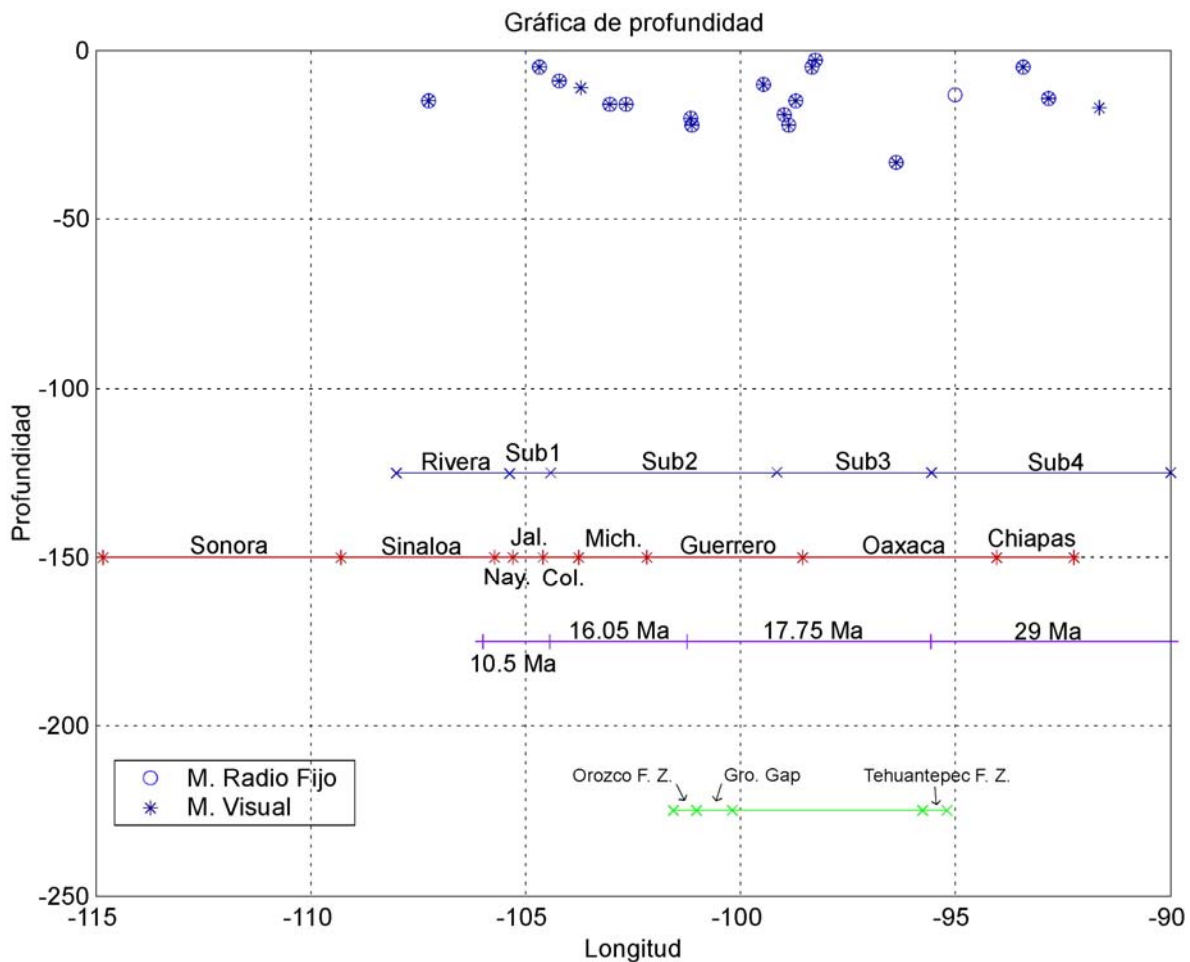


Figura 41.- Profundidades vs. longitudes de los eventos principales identificados por medio del método de radio fijo (o) y el método visual (*). O. F. Z.- Zona de fractura Orozco, Gro. Gap.- Gap de Guerrero, T. F. Z.- Zona de fractura Tehuantepec, Rivera.- Zona de subducción de la placa Rivera, Sub. 1.- Zona de subducción 1, Sub. 2.- Zona de subducción 2, Sub. 3.- Zona de subducción 3, Sub. 4.- Zona de subducción 4. Edades promedio de los segmentos de la placa tomadas de los datos de Pardo y Suárez (1995).



Podemos observar que los valores de p encontrados tienen una aparente relación con la edad de la placa y por consiguiente con la temperatura del material, ya que los altos valores de p se encuentran donde la placa es más joven. Sin embargo, también se deben considerar otros factores tales como las propiedades del material, geometría de la placa, etc. Wiemer y Katsumata (1999) mencionan que los valores de p pueden tener relación con la reología, lo cual se corrobora en esta investigación. La profundidad de los eventos no rebasan los 40 km. Ello indica que el valor p no está relacionado con la profundidad de los eventos principales.

Encontramos que los valores p en general decrecen de Oeste a Este, su valor promedio fluctúa entre 1.0 y 0.9 para el lado Oeste y entre 0.9 y 0.8 para el lado Este. La Figura 42 muestra la regionalización de los valores p basada en la segmentación propuesta.

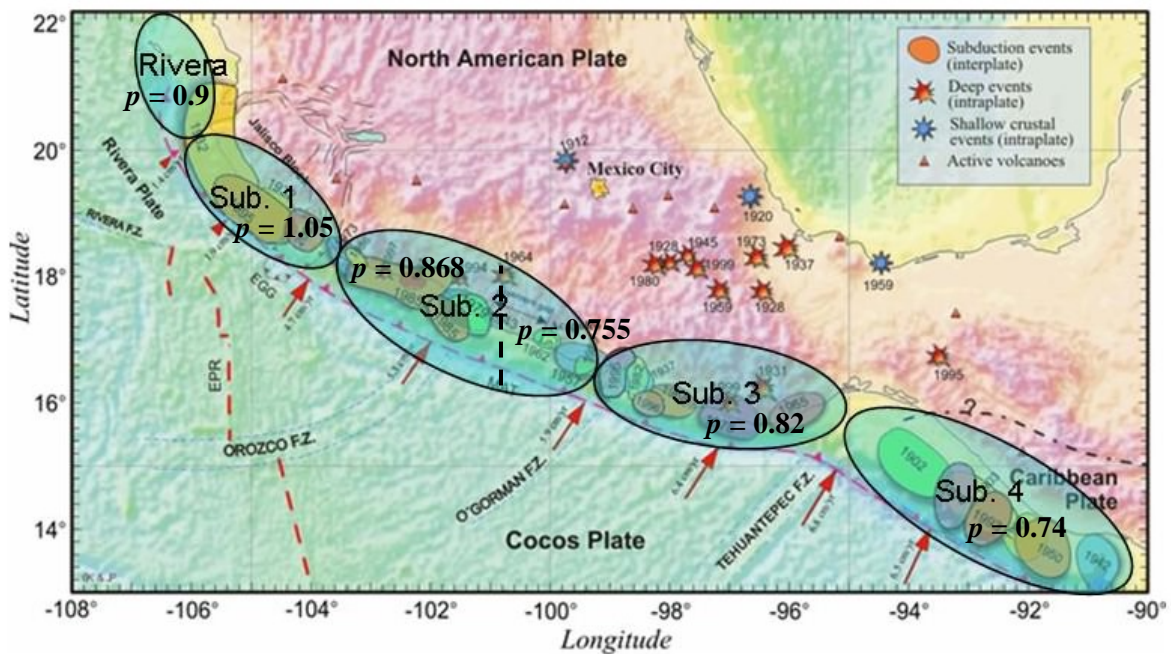


Figura 42.- Mapa con los segmentos propuestos por Zúñiga y Guzmán (1994) (Elipses) se muestran los valores p encontrados para cada uno de ellos, así como las zonas de fractura y zonas de ruptura de algunos sismos importantes en México (tomado de Kostoglodov y Pacheco, 1999).

Como se puede observar en la Figura 42, la variación en los valores p de los segmentos Rivera y Sub1, se pueden deber a la transición entre la placa de Rivera y Cocos. Los segmentos Sub2 y Sub3, pueden conservar un valor promedio de p de 0.8. También, se



puede observar que el Gap de Guerrero coincide con la zona de transición entre los valores altos del Oeste y los valores relativamente bajos del Este.

Los valores b encontrados en este análisis muestran también una ligera tendencia a crecer hacia el Este aunque también es debatible la posibilidad de mantenerse constante, (Figuras 27 y 33), los promedios para cada uno de los segmentos son los siguientes:

- Para el segmento Rivera no se obtuvo resultado por medio del método de Radio fijo, mientras que por el método visual únicamente a un evento se le pudo determinar su valor, por lo que este segmento tiene un valor b representativo de 0.643 con una incertidumbre de 0.1 (Figura 43).
- En la zona Sub1, por medio del método de radio fijo y por el método visual, sólo en un evento fue posible determinar el valor b , tales valores muestran un promedio para este segmento de 1.26 con una incertidumbre de 0.2 (Figura 43).
- En la zona Sub2 se localizaron valores para 6 eventos por medio del método de radio fijo y 7 por medio del método visual, el valor promedio para este segmento es de 0.868 y su incertidumbre de 0.221 (Figura 43).
- En el segmento Sub3, a 4 eventos les fue posible calcular este valor por medio del primer método y a 5 por medio del segundo método, presentando un valor promedio de 0.979 con una incertidumbre de 0.177 (Figura 43).
- Finalmente para la zona Sub4, 2 eventos fueron susceptibles de calcularles su valor por medio del método de radio fijo y 3 por medio del visual, este segmento presenta un valor promedio de b de 1.01 con una incertidumbre de 0.22 (Figura 43).

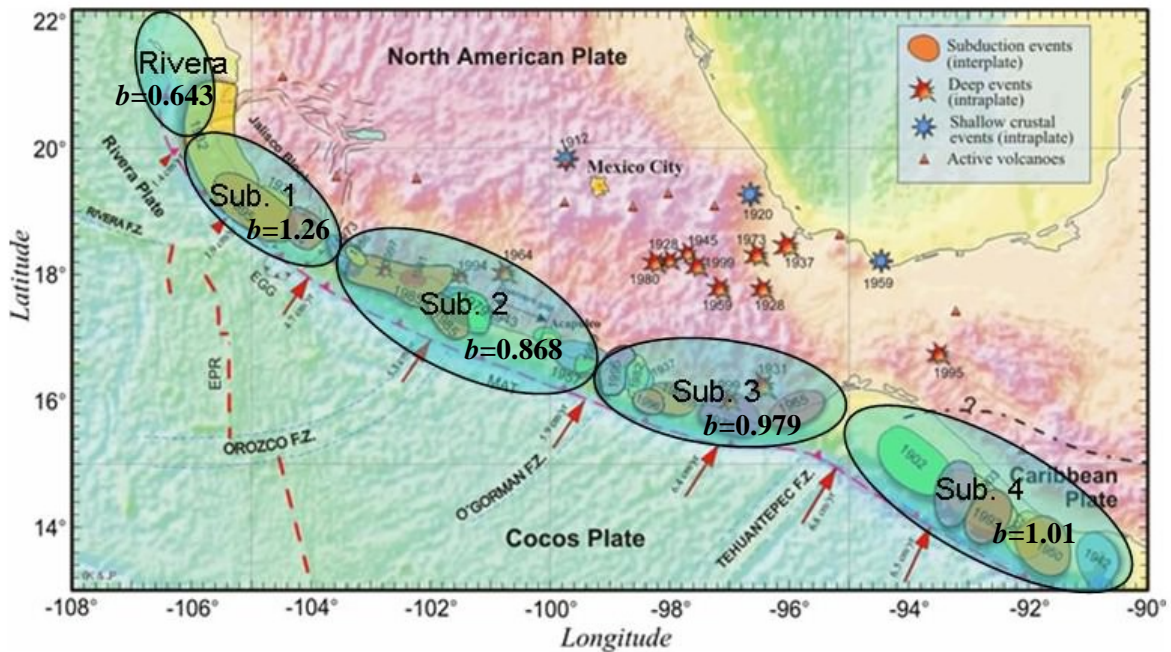


Figura 43.- Mapa con los segmentos propuestos por Zúñiga y Guzmán (1994) (Elipses), mostrando los valores b encontrados para cada uno de ellos, así como las zonas de fractura y zonas de ruptura de algunos sismos importantes en México (tomado de Kostoglodov y Pacheco, 1999).

La correlación entre los valores p y b promedio no es muy contundente, pese a ello encontramos varias secuencias de réplicas donde se identifica una relación inversa entre ellos. Esta relación depende de un modelo de nucleación de réplicas, en general, una falla heterogénea, que quizás este relacionada a la extensión de fracturamiento de las rocas y exhiba un alto valor de b y uno bajo de p (Kisslinger y Jones, 1991). En general podemos observar que para algunos eventos donde los valores de p son bajos, los valores de b son altos, como se muestra en las Figuras 42 y 43. Nuestros resultados proporcionan apoyo a otras investigaciones en donde se había observado una correlación inversa entre p y b , como por ejemplo Wang (1994) quien analizó varias secuencias ocurridas en diversas regiones encontrando que, si bien no era una correlación robusta, si podía discernirse la correlación inversa entre dichos parámetros.

Las variaciones espaciales de los parámetros b y p podrían reflejar el proceso de ruptura del evento principal y/o la heterogeneidad en la región de las réplicas. Los altos valores de b que se han encontrado podrían estar asociados con áreas que han tenido una ruptura recientemente y podrían ser explicados por el bajo esfuerzo en esas regiones.



Mientras que áreas con bajos valores de b , son probablemente regiones sometidas a un alto esfuerzo. Por otro lado, los altos valores de p pueden estar relacionados con regiones que han experimentado un gran deslizamiento durante el evento principal, mientras que los bajos valores de p son encontrados en regiones las cuales no experimentaron un deslizamiento significativo (Enescu e Ito, 2002).

Lo anterior es aplicable a esta investigación, ya que los segmentos con mayor área de ruptura se encuentran hacia el Oeste del Pacífico Mexicano, los cuales tienen altos valores de p y bajos valores de b , mientras que hacia el Este se encuentran altos valores de b y bajos valores de p , aquí se localizan eventos cuyas áreas de ruptura son relativamente pequeñas que las del Oeste (Figuras 42 y 43).

Recordemos que un valor alto de p indica que la disminución de las réplicas con respecto al tiempo es más rápida. Lo contrario ocurre cuando se tiene un valor bajo de p . Por ello el peligro sísmico ocasionado por las réplicas es mucho mayor para la parte Este del Pacífico Mexicano, donde los valores de p son bajos y por consiguiente la disminución de las réplicas es más lenta. Esto desde el punto de vista de la ingeniería es de suma importancia, ya que los eventos sísmicos producen fuerzas laterales sobre las estructuras expuestas a estos esfuerzos variables por un tiempo más largo. Las estructuras llegan a sufrir daños, los cuales pueden llevar a la estructura a la falla por fatiga. Lo contrario ocurre, cuando las estructuras no están expuestas a estos esfuerzos por un tiempo prolongado, como es el caso para el Oeste del Pacífico Mexicano. Allí los valores de p son mayores y las estructuras podrían soportar los esfuerzos sin llegar a la falla, por ello un buen diseño sísmico de las estructuras es necesario.

IV.2.- Conclusiones

Utilizamos tres métodos en la determinación de las áreas de réplicas mediante: 1.- Una selección automática basada en una distribución circular correspondiente al área de ruptura del evento principal y dependiente de la magnitud del mismo; 2.-La selección visual del área de réplicas, considerando la ubicación de los eventos y la variación de las curvas



de número acumulativo contra tiempo y, 3.-El uso de un algoritmo automatizado para la selección de enjambres y la variación de la curva acumulativa contra tiempo.

La relación entre el tamaño del evento y su número de réplicas, en general, no presenta gran discrepancia, ya que para eventos entre $M_s = 6$ a $M_s = 6.3$ el número de réplicas varía en sólo de 1 a 6 eventos, con la excepción de los eventos 20, 21, 24 los cuales presentan un número mayor. Para eventos entre $M_s = 6.4$ y $M_s = 6.6$, el número de réplicas fluctúa entre 10 y 18 eventos, con excepción del evento 13 el cual presenta 24 réplicas. Como se mencionó anteriormente el bajo número de réplicas que se observa para los sismos en la costa del Pacífico Mexicano aparentemente se correlaciona con el grado de acoplamiento en la interfase de la placa (Singh y Suárez, 1998). De acuerdo a lo anterior podemos decir que en general no hay grandes diferencias en los grados de heterogeneidad en la zona de subducción.

Las secuencias de réplicas analizadas utilizando los métodos anteriores, arrojan valores muy similares entre sí, con excepción del algoritmo de Reasenberg (1985), el cual por la pérdida de eventos principales, como datos en las secuencias durante la determinación de los enjambres, arroja valores muy elevados y con una gran incertidumbre. Los valores p encontrados tienen una tendencia a decrecer del Oeste del Pacífico Mexicano hacia el Este, esto está directamente relacionado con la edad de la placa y por consiguiente con lo caliente del material, observamos una relación, en la que los valores altos de p coinciden donde el material es más caliente (Oeste), mientras que los valores bajos se encuentran hacia el Este, donde el material es más frío y la edad de la placa es mayor. Concordando así con la variabilidad del valor p relacionada a la temperatura en la corteza (Enescu e Ito, 2002; Kisslinger y Jones, 1991). La forma general de las observaciones del valor p es consistente con la hipótesis de que los valores p están directamente relacionados al flujo de calor en la corteza.

De los métodos empleados para la determinación del área de las secuencias de réplicas, los dos primeros son viables (método de radio fijo y método visual), siendo el segundo el óptimo, aunque adolece de no poder ser automatizado. Los algoritmos usuales



en la selección automática de réplicas dejan mucho que desear, por lo que es necesario efectuar más análisis con nuevos algoritmos que vayan saliendo a la luz.

Empleando la segmentación propuesta por Zúñiga y Guzmán (1994), los valores p se pueden regionalizar de la siguiente manera: para el segmento de Rivera se tiene un valor de 0.9, en el segmento Sub1 el valor es de 1.055, en la zona Sub2 se puede dividir en dos sub-segmentos hacia el Oeste con un valor de 0.868 y hacia el Este con un valor de 0.755, mientras que la zona Sub3 le corresponde un valor de 0.825. Finalmente a la zona Sub4 le corresponde un valor de 0.745 (Figura 42). No se encontró una relación entre los valores p y la profundidad del evento principal ya que los eventos no rebasan en mayoría los 40 km que se mantiene a lo largo de la costa del Pacífico Mexicano (Figura 41).

Los valores b se correlacionan adecuadamente con la segmentación propuesta por Zúñiga y Guzmán (1994). Estos valores suelen ser altos para los eventos que no presentan una ruptura significativa (Enescu e Ito, 2002), caso Este del Pacífico Mexicano. Por el contrario, los eventos que presentan una gran área de ruptura, caso Oeste del Pacífico Mexicano, presentan valores bajos de b , estos valores muestran una relación inversa con los valores p , y una relación directa con la edad de la placa, cuya edad aumenta hacia el Este. Nuestros resultados corroboran otras investigaciones en donde se había observado una correlación inversa entre p y b . Finalmente la regionalización para los valores b de las réplicas, basada en los segmentos quedaría de la siguiente manera: para el segmento Rivera el valor promedio es de 0.643, para la región Sub1 es de 1.26, para la zona Sub2 el valor de b es de 0.868, mientras que para el segmento Sub3 el valor que presenta es de 0.979, y finalmente el valor de 1.01 correspondiente al segmento Sub4 (Figura 43).

Con base en lo anterior podemos decir que existen ciertas bases para considerar que la costa del Pacífico Mexicano presenta un mayor peligro sísmico por la ocurrencia de réplicas en su parte Este, ya que las réplicas tardan más tiempo en atenuarse (menores valores p), además de que los valores b indican mayor ocurrencia de eventos medianos contra eventos pequeños (mayor valor b), lo que podría causar daños a la estructuras. Por otra parte, nuestros resultados indican que la región Oeste del Pacífico Mexicano presenta



un menor peligro sísmico por la ocurrencia de réplicas, ya que estas toman un menor tiempo en atenuarse y la relación de ocurrencia de eventos medianos a chicos es menor. Las regiones de menor (Oeste) y mayor (Este) peligro sísmico están divididas por el Gap de Guerrero.

Cabe hacer notar aquí que la densidad de instrumentación en algunas regiones (sobre todo en los extremos de la zona de convergencia) no es todavía suficiente para poder definir completamente las secuencias de réplicas con datos regionales por lo que los resultados deben ser considerados como preliminares. Por otro lado, debe considerarse también el hecho de que la producción de réplicas en el caso de la zona de subducción mexicana, como se mencionó anteriormente, es mucho menor que en cualquier otro lugar del mundo (Singh y Suárez, 1988), un hecho que está todavía por investigarse con mayor detalle. De cualquier forma, consideramos que este trabajo sienta un precedente importante para futuras investigaciones que se lleven a cabo con datos más precisos, provenientes de campañas locales, o bien una vez que se cuente con una mejor distribución de estaciones en la red nacional.

Es claro que todavía es necesario efectuar mayor investigación sobre los posibles efectos de la duración de una secuencia de sismos pequeños o medianos sobre las estructuras, sin embargo los resultados del presente trabajo sientan bases para estudios futuros que puedan corroborar esta premisa. Los resultados presentados en éste trabajo podrían ser considerados para efectos de revisión y/o modificación de los Reglamentos de Construcción, con el fin de proveer una mayor seguridad en el diseño y construcción de estructuras sismo-resistentes. Así mismo, esta investigación puede proporcionar bases para poder efectuar, con estudios más detallados a futuro, estimaciones de probabilidad de ocurrencia de réplicas destructivas en las diversas regiones simogénicas del Pacífico Mexicano o incluso del país. Además da la pauta para llevar a cabo, a mediano plazo, la evaluación del peligro sísmico conforme van ocurriendo las réplicas.



Referencias

Aki, K; 1967; “Scaling law of seismic spectrum”; *Journal of Geophysical Research*, 72, pp. 1217-1231.

Ávila-Barrientos, L; 2003, “Revisión de la Seguridad Estructural del Edificio G del Instituto Tecnológico de Chilpancingo”: Chilpancingo, Gro., Instituto Tecnológico de Chilpancingo, Tesis profesional, 148 p., 1 lam. Pleg.

Chatain, Jean-Luc; Cardwell, R. K; Isacks, Bryan L; 1983; “Expansion of the aftershock zone following the Vanuatu (New Hebrides) earthquake on 15 July 1981”; *Geophysical Research Letters*, Vol. 10, No. 5, pages 385-388.

Enescu, B. e Ito, K; 2002; “Spatial analysis of the frequency-magnitude distribution and decay rate of aftershock activity of the 2000 Western Tottori earthquake”; *Earth Planets Space*, 54, 847-859.

Gardner, J. K. y Knopoff, L; 1974; “Is the sequence of earthquakes in southern California, With aftershocks removed, poissonian?”; *Bulletin of the seismological Society of America*. Vol. 64, No. 5, pp 1363-1367.

Gutenberg, B., Richter, C. F., 1942; “Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration”, *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 32, No. 3, pp 163-191.

Habermann, R. E.; 1983; “Teleseismic Detection in the Aleutian Island Arc”; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, No. B6, pages 5056-5064.

Hill, D. P; Reasenber, P. A; Michael, A; Arabaz, W. J; Beroza, G; Brumbaugh, D; Brune, J. N; Castro, R; Davis, S; DePolo, D; Ellsworth, W. L; Gomberg, J; Harmsen, S; House, L; Jackson, S. M; Johnston, M. J. S; Jones, L; Keller, R; Malone, S; Munguia, L; Nava, S; Pechmann, J. C; Sanford, A; Simpson, R. W; Smith, R. B; Stark, M; Stickney, M; Vidal, A; Walter, S; Wong, V; Zollweg, J; 1993; “Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California. Earthquake”; *Science*, 260, 1617-1623.

Houg, S. E.; Jones, L. M.; 1997; “Aftershocks: Are they earthquakes or afterthoughts?”; *Eos Trans. AGU*, 78 (45), 505.

Ide, S., Takeo, M., Yoshida, Y.; 1996; “Source process of the 1995 Kobe earthquake: Determination of spatio-temporal slip distribution by Bayesian modeling”; *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 86, No. 3, pp 547-566.

Ishimoto, M., Iida, K.; 1939; “Observations sur les seismes enregistres par le microsismographe construit dernièrement (1)”, *Bulletin Earthquake Research Institute; Univ. Tokio*, 17, pp 443-478 (in Japanese with French abstract)



Kagan, Y. Y; 2002, “Aftershock Zone Scaling”, Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 92, No. 2, pp 641-655.

Kagan, Y. Y; Jackson, D. D; 1999; “Worldwide Doublets of Large Shallow Earthquakes”; Bulletin of the Seismological Society of America, 89, 5, pp. 1147-1155.

Kanamori, H; 1981; “The nature of seismicity patterns before large earthquakes”; en Simpson, D.W., Richards, P.G., eds. Earthquake prediction, an international review: Washington, D.C. American Geophysical Union, Maurice Ewing series, 4, 1-19.

Keilis-Borok, V. I; Knopoff, L; Rotvain, I. M. y Siderenko, T. M; 1980; “Bursts of Seismicity as Long-Term Precursors of strong Earthquakes”; Journal of Geophysical Research, Vol. 85, No. B2, pp. 803-811

Kisslinger, C; Jones, L. M.; 1991, “Properties of Aftershocks Sequences in Southern California”, Journal Geophysical Research. Vol. 96, No. B7, pp. 11,947-11,958.

Knopoff, L; Gardner, J. K; 1972; “Higher seismic activity during local night on the worldwide earthquake catalog”, Geophys. J. 28, 311-313.

Kostoglodov y Pacheco, 1999, “Cien años de sismicidad en México”, Instituto de Geofísica, UNAM., Poster.

Kullhanek, O; 2005, “Seminar on b – value”, Department of Geophysics, Charles University, Prague.

Liu, Z. R.; 1984; “Earthquake frequency and prediction”; Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 74, pp 255-265.

Matsúura, R. S. 1993; “Median values of parameters in the modified Omori formula-for main shocks in and near Japan of M 6.0 and larger (1969-1991)”; Abstracts, 1993 Japan Earth Planet. Sci. Joint Meeting, 224 (in Japanese).

Mogi, K.; 1967a; “Earthquakes and Fractures”; Tectonophysics, 5, 35-55.

Nakata, T., Yomogida, K., Odaka, J., Sakamoto, T., Asahi, K., Chida, N.; 1995; “Surface fault ruptures associated with the 1995 Hyogokennanbu earthquake”; J. Geograph., 104, 11-26.

Nava, A; 1987, “Terremotos”: México, Fondo de cultura económica, La ciencia desde México, (34), 157 p.

Omori, F.; 1894a; “On aftershocs”; Rep. Imp. Earthq. Inv. Com., 2, 103-138.

Omori, F.; 1894b; “On aftershocks of earthquakes”; J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, 7, 111-200.



Pardo, M; Suárez, G; 1995; “Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in Southern Mexico: Seismic and tectonic implications”; *Journal Geophysical Research*, Vol. 100, No. B7, Pages 12,357-12,373.

Pegler, G; Das, S; 1996; “Analysis of the relationship between seismic moment and fault length for large crustal strike-slip earthquakes between 1977-92”; *Geophysical Research Letters*, 23, 905-908.

Reasenber, P; 1985; “Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982”; *Journal Geophysical Research*, vol. 90, No. B7, Pages 5479-5495.

Savage, W. U; 1972; “Microearthquake Clustering near Fairview Peak, Nevada, and in the Nevada Seismic Zone”; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 77, No. 35, pp. 7049-7056.

Scholz, C. H; 1968; “The Frequency-Magnitude Relation of Microfracturing in Rock and its Relation to Earthquakes”; *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 58, No. 1, pp 399-415.

Shcherbakov, R; Turcotte, D. L; Rundle, J. B; 2004; “A generalized Omori’s law for earthquake aftershock decay”; *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L11613.

Shi, Y; Bolt, B. A; 1982; “The standard error of the magnitude-frequency b value”; *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 72, No. 5, pp 1677-1687.

Singh, K. S; Mortera, F; 1991, “Source Time Functions of Large Mexican Subduction Earthquakes, Morphology of the Benioff Zone, Age of the Plate, and Their Tectonic Implications”; *Journal of Geophysical Research*. Vol. 96. No. B13, pages 21, 487-21, 502.

Singh, K. S.; Suárez, G; 1988; “Regional Variation in The Number of Aftershocks ($m_b \geq 5$) of Large, Subduction – Zone Earthquakes ($m_w \geq 7.0$)”; *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 78, No. 1, pp 230-242.

Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., and David, C ; 1990; “Geometry of subduction and depth of the sismogenetic zone in the Guerrero gap, Mexico”, *Nature*, 345, 336-338.

Stein, S., y M. Wysession, 2003; “An introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure”, Blackwell Publishing, **ISBN: 9780865420786**.

Tajima, F., Kanamori, H.; 1985b; “Aftershocks area expansion and mechanical heterogeneity of fault zones within subduction zones”; *Geophysical Research Letters*, 12, pp 345-348.

Toda, S., Stein, R. S., Reasenber, P. A., Dietrich, J. H., Yoshida, A.; 1998; “Stress transferred by the 1995 $M_w = 6.9$ Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities”; *Journal Geophysical Research*, 103, 24, 543-24, 565.



Tsapanos, T. M; 1995; “The Temporal Distribution of Aftershocks sequences in The Subduction Zones of The Pacific”, *Geophysical Journal International*, Vol. 123, No. 2, pp 633-636.

Uhrhammer, R.-A.;1986; “Characteristics of northern and southern California Seismicity”, abstract, *Earthquake Notes*, 57, 21.

Utsu, T; 1957; “Magnitudes of earthquakes and occurrence of their aftershocks”; *Zisin, Ser.*, 2, 10, 35-45.

Utsu, T; 1961; “A statical study on the occurrence of aftershocks”; *Geophysics Mag.*, 30, 521-605.

Utsu, T; 1969; “Aftershocks and earthquake statistics (I)-Some parameters which characterize an aftershock sequence and their interrelation”; *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser.*, VII, 2, 129-195.

Utsu, T; Ogata, Y; Matsúura, R. S., 1995, “The Centenary of the Omori Formula for Decay Law of Aftershock Activity”, *Journal Physics of The Earth*, vol. 43, No. 1, p. 1-33.

Wald, D. J., Heaton, T. H., Hudnut, K. W.; 1996; “The slip history of the 1994 Northridge, California, earthquake determined from strong-motion, teleseismic, GPS, and leveling data”; *Bulletin of the Seismological Society of America*. 86, S49-S70.

Wang, B.-Q., Wang, C.-Z.; 1983; “Temporal and spatial features of aftershock sequences”; *Acta. Seismol. Sin.*, 5, 383-396 (in Chinese).

Wang, Jeen-Hwa; 1994; “On the correlation of Observed Gutenberg-Richter’s b value and Omori’s p value for aftershocks”; *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 84, No. 6, pp. 2008-2011.

Wei, G.-X., Ji, T.-R., Li, B.-F.; 1984; “Characteristics of magnitude 7.4 earthquakes sequence in the Bohai area”; *Seismol. Geol.*, 6, No. 1, 21-29 (in Chinese).

Wiemer, Stefan; 2000; “Introducing probabilistic aftershock hazard mapping”, *Geophysical research letters*, vol. 27, No. 20, pages 3405-3408.

Wiemer, S; 2001, “A Software Package to Analyze Seismicity: Z-map”, *Seismological Research Letters*, Vol. 72, No. 2, pp 373-382.

Wiemer, S; Katsumata, K; 1999; “Spatial variability of seismicity parameters in aftershocks zones”; *Journal Geophysical Research*, Vol. 104, No. B6, pages 13, 135- 13, 151.

Wiemer, S; Wyss, M; 2000; “Minimum Magnitude of Completeness in Earthquakes Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States and Japan”; *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 4, pp. 859-869.



Wiemer, S; Zuñiga, F. R; 1994; “ZMAP- a software package to analyze seismicity”; EOS, Transactions, Fall Meeting, AGU, 75, 456.

Zhao, Z.-X., Oike, K., Matsumura, K., Xu, J.-R.; 1992; “p Values of continental aftershocks activity in China”; Acta. Seismol. Sin., 5, 683-690 (English version).

Zuñiga, F. R; 1989; “A study of the homogeneity of the NOAA earthquake data file in the Mid-America region by the magnitude signature technique”; Geofísica Internacional, Vol. 28-1, pp. 103-119.

Zuñiga, F.R; 2005; “Una breve introducción al paquete ZMAP y al lenguaje MATLAB”; Bol-E, Centro de Geociencias-UNAM, revista electrónica, V.1, www.geociencias.unam.mx/eboletin.html.

Zuñiga, R; Guzmán, M; 1994; “Main seismogenic source zones in Mexico”, Technical Report, Seismic Hazard Project, IPGH.

Zuñiga, F. R; Wiemer, S; 1995; “Variaciones artificiales de sismicidad y su evaluación. Algunos ejemplos en México”, en F. Medina-Martínez, L. A. Delgado-Argote, G. Suárez-Reynoso, eds.: La sismología en México: 10 años después del temblor de Michoacán del 19 de Septiembre de 1985 (M=8.1); D. F. México, Unión Geofísica Mexicana, monografía No. 2, pp. 100-110.

Zuñiga, F. R; Wyss, M; 1995; “Inadvertent Changes in Magnitude Reported in Earthquake Catalogs: Their Evaluation through b-Value Estimates”; Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85, No. 6, pp. 1858-1866.

Zuñiga, F. R; Wyss, M; 2001; “Most- and Least-Likely locations of Large to Great Earthquakes along the Pacific Coast of Mexico Estimated from Local Recurrence Times Based on b-Values”, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 91, No. 6, pp 1717-1728.

Zuñiga, F. R; Reyes, M. A; Valdés, C; 2000; “A General overview of the catalog of recent seismicity compiled by the Mexican Seismological Survey”; Geofísica Internacional, Vol. 39, Num. 2, pp. 161-170.



APÉNDICE A

A continuación se muestran las gráficas de los resultados para los eventos a los que fue posible determinar los parámetros de sus secuencias de réplicas por medio del método de Radio Fijo y los cuales no fueron presentados en el texto. Para cada evento se muestran las gráficas del valor p y b así como la sismicidad contra tiempo que corresponde a los eventos que ocurren dentro del área de máxima afectación:

- *Evento 8 de 1997.33 con $M=6.8$, ubicado en Jalisco.*

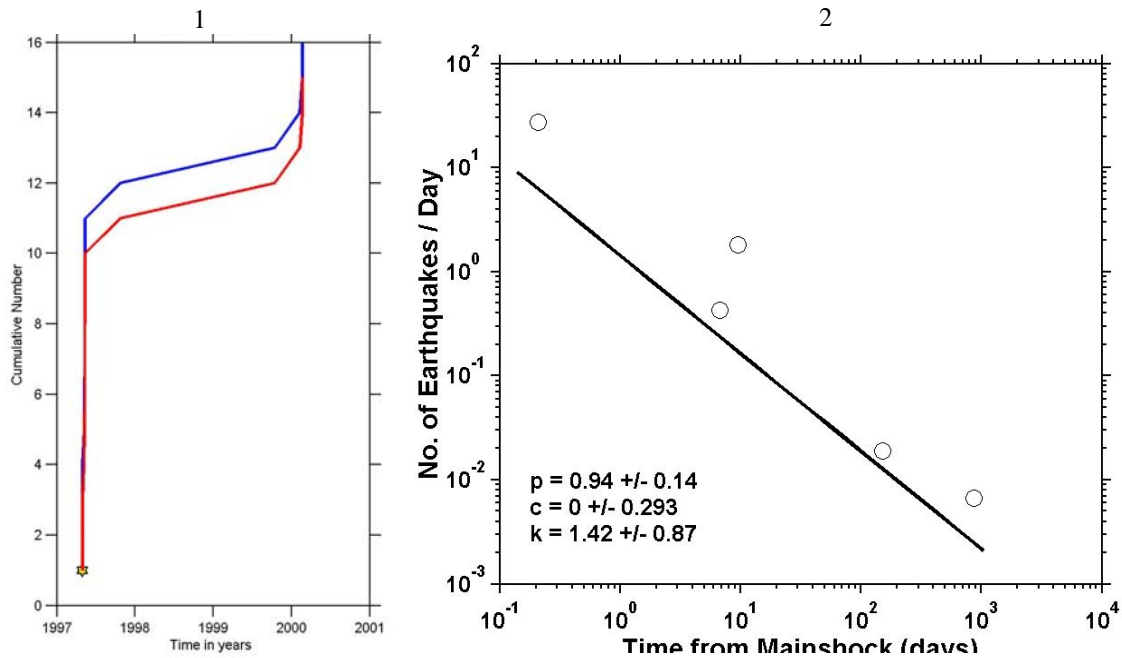


Figura A1.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k .



- *Evento 18 de 2003.05 con $M=7.6$, ubicado en Colima.*

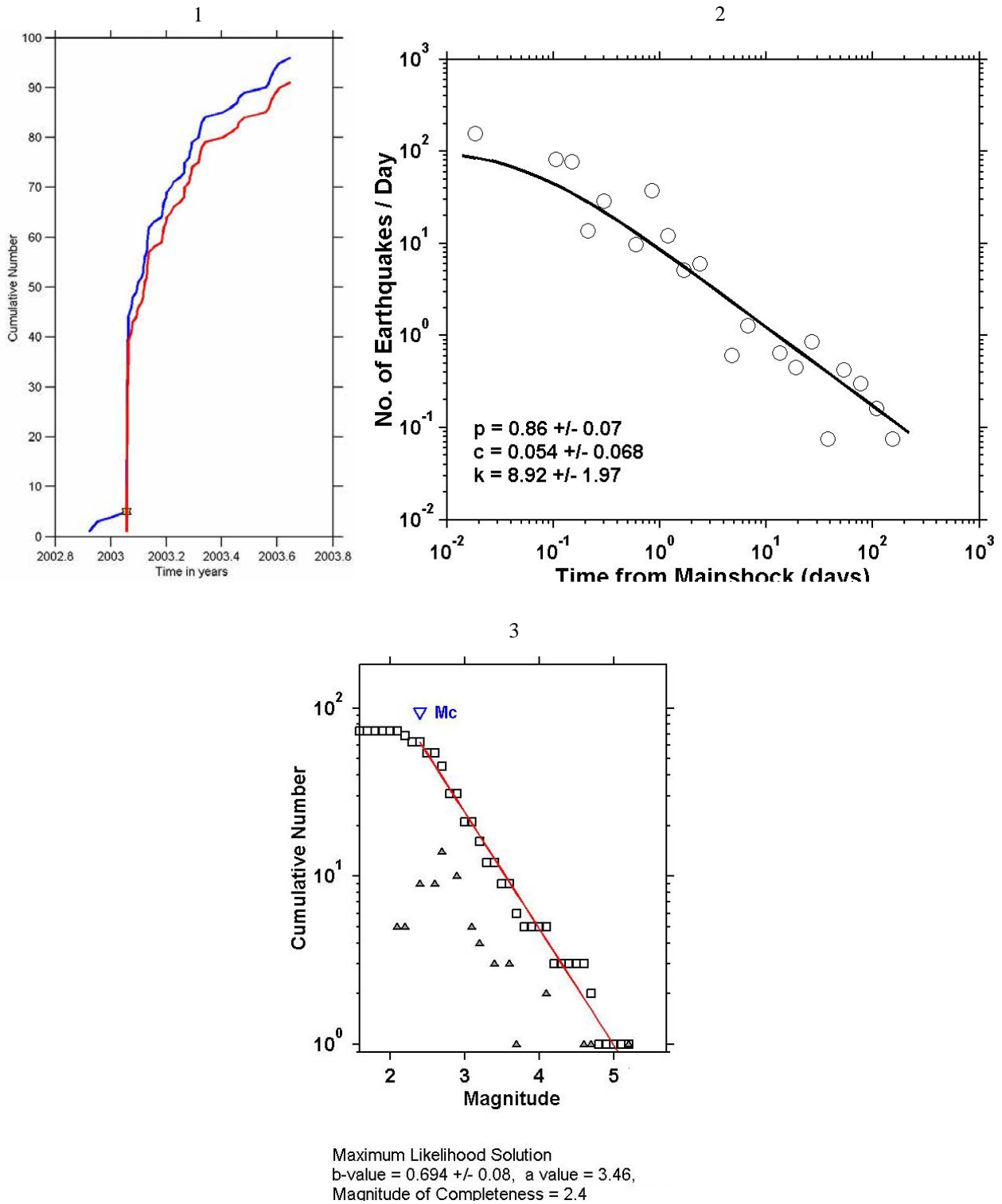


Figura A2.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.4$



- *Evento 20 de 1997.02 con una $M=6.9$, ubicado en Michoacán.*

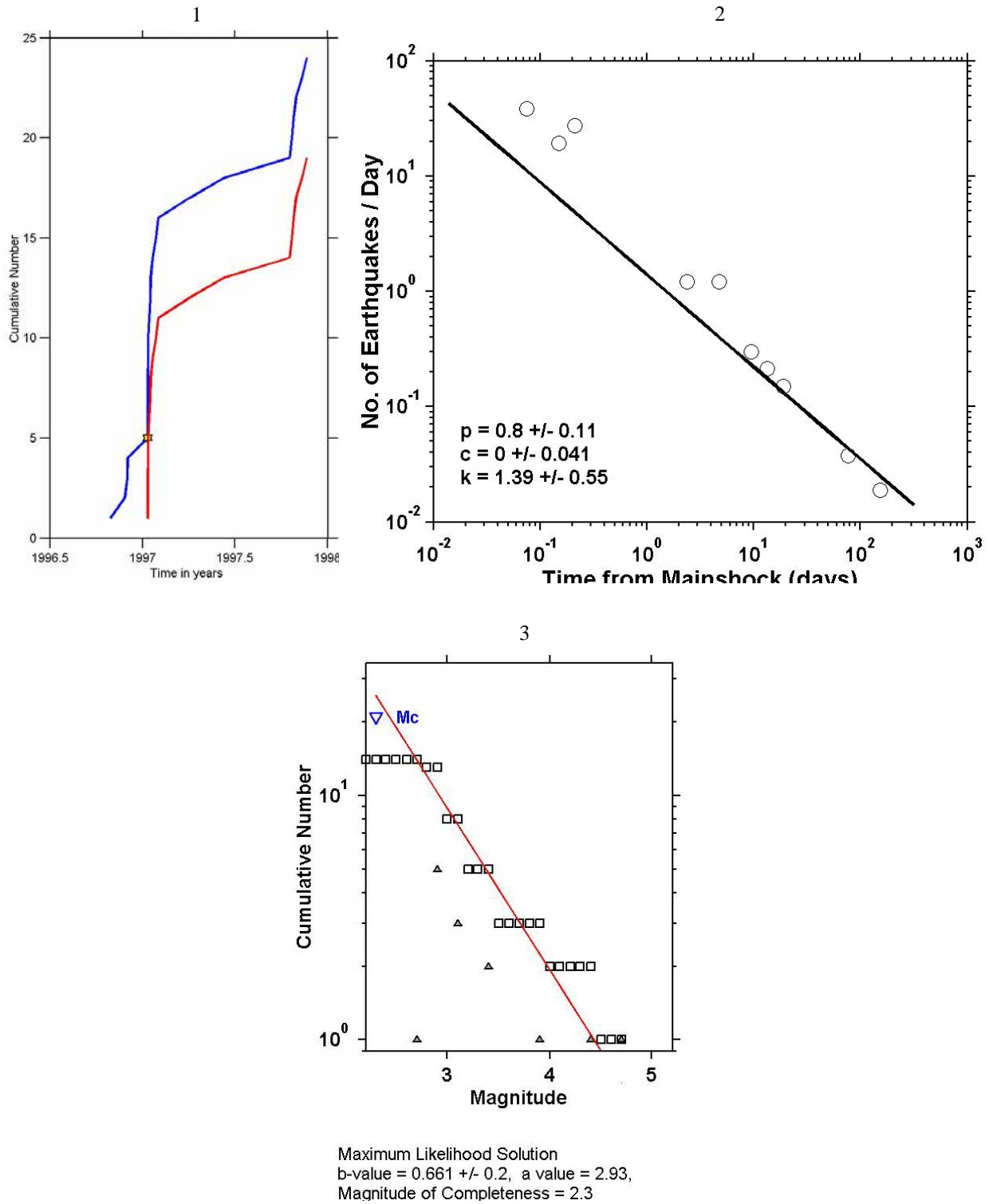


Figura A3.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.3$



- *Evento 21 del 2000.60 con $M=6.5$, ubicado en Michoacán.*

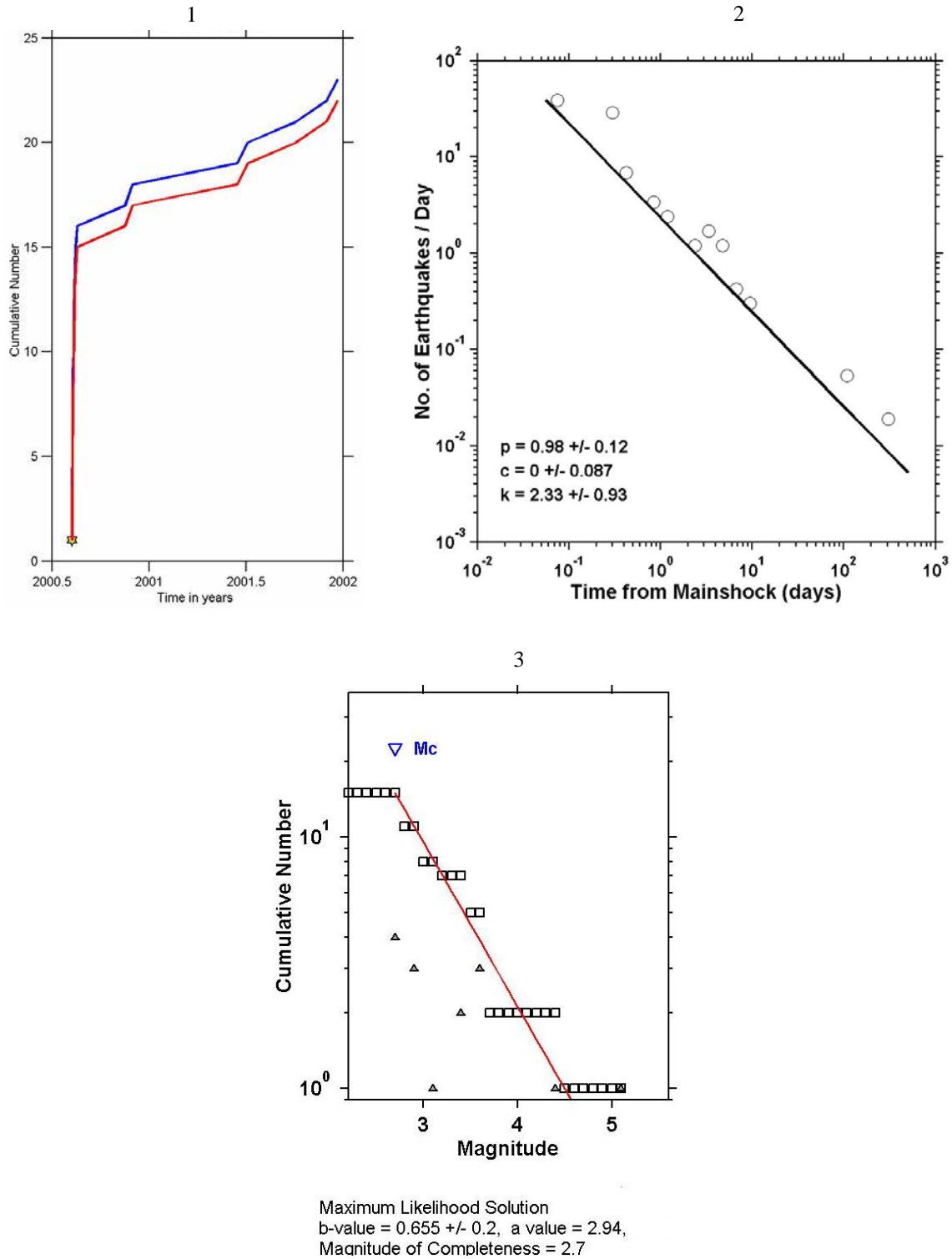


Figura A4.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.7$



- *Evento 25 de 1996.53 con $M=6.5$, ubicado en Guerrero.*

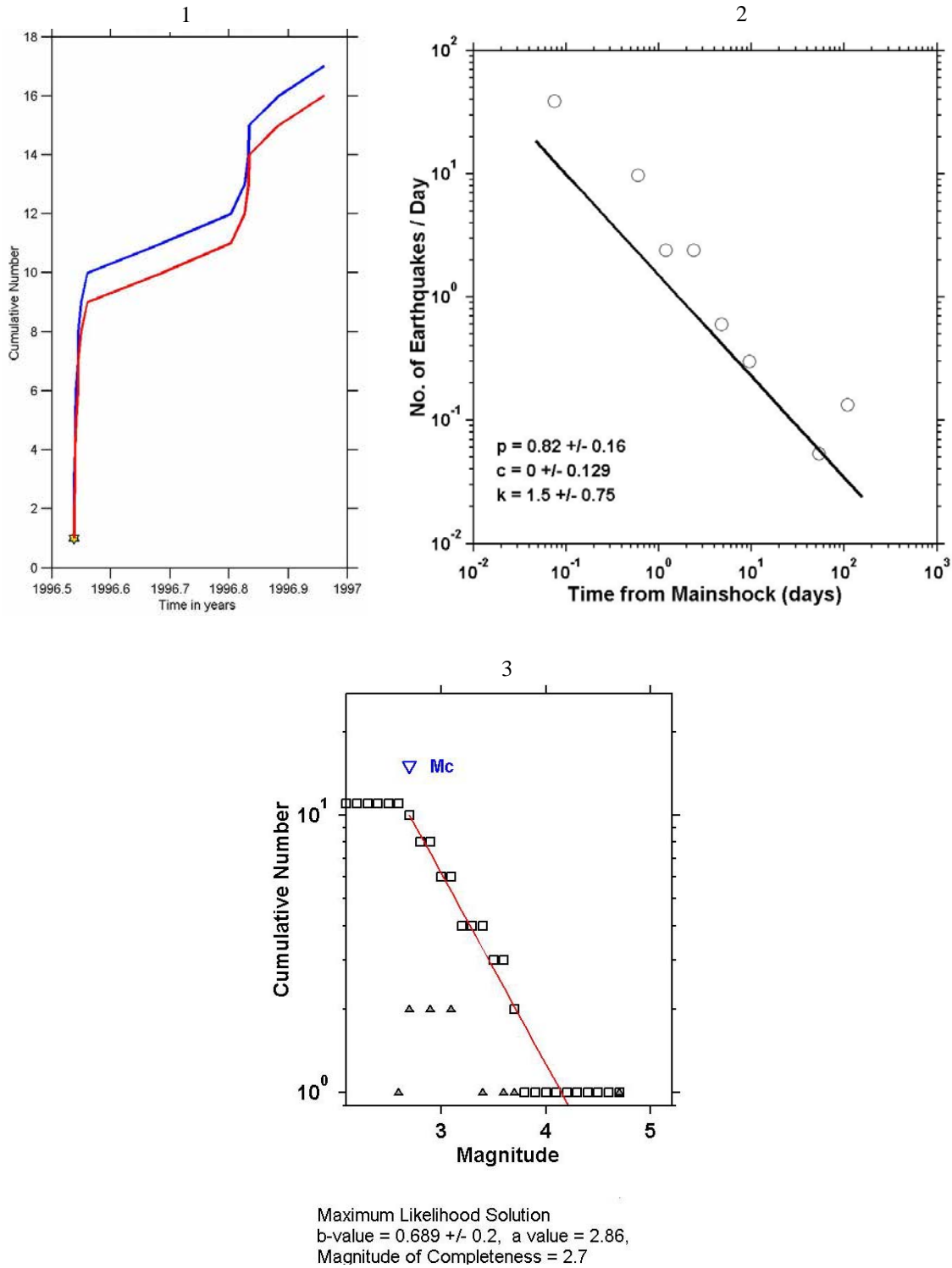


Figura A5.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.7$



- *Evento 26 del 2002.29 con $M=6$, ubicado en Guerrero.*

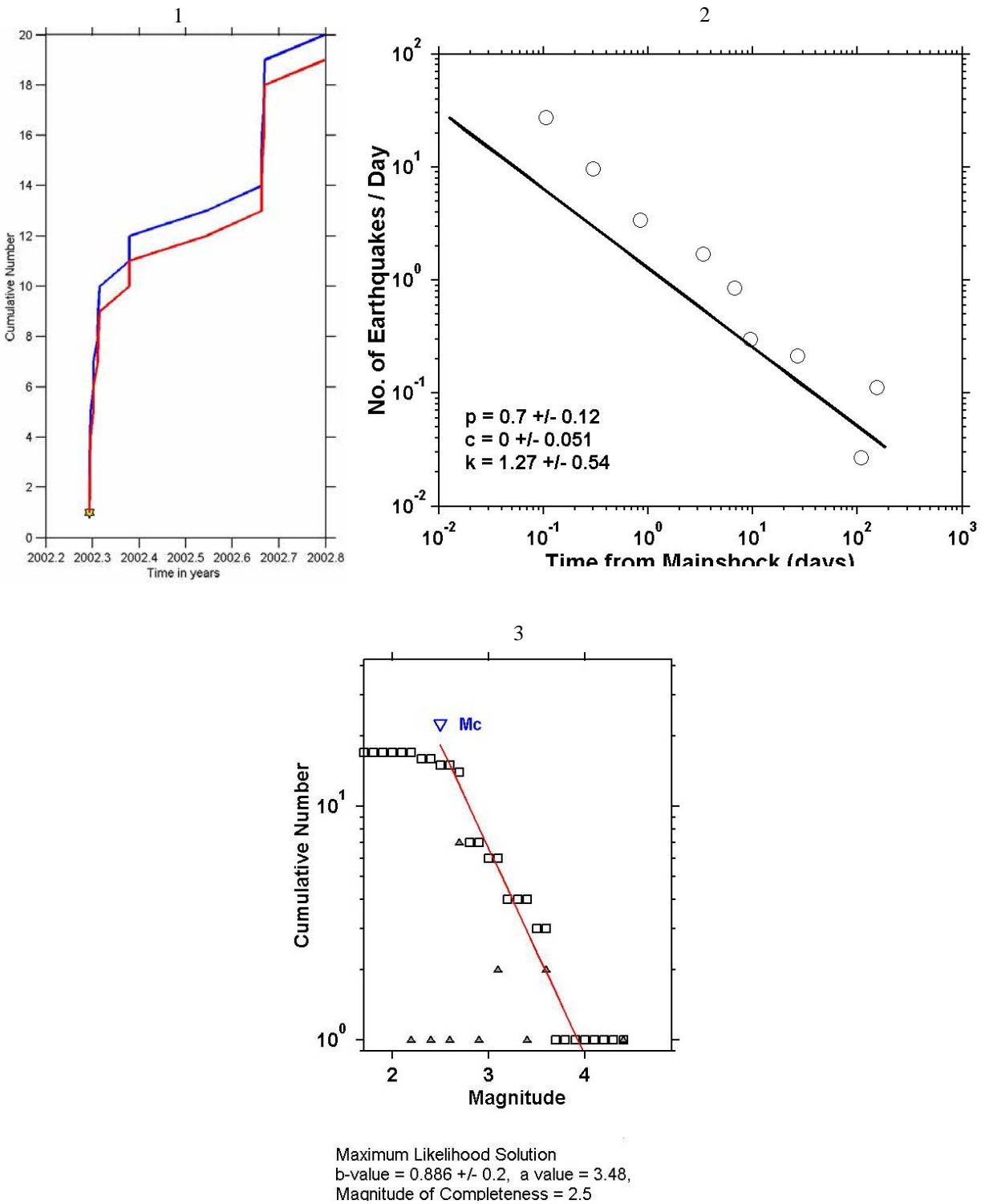


Figura A6.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.5$



- *Evento 28 de 1989.31 con $M=6.9$, ubicado en Guerrero.*

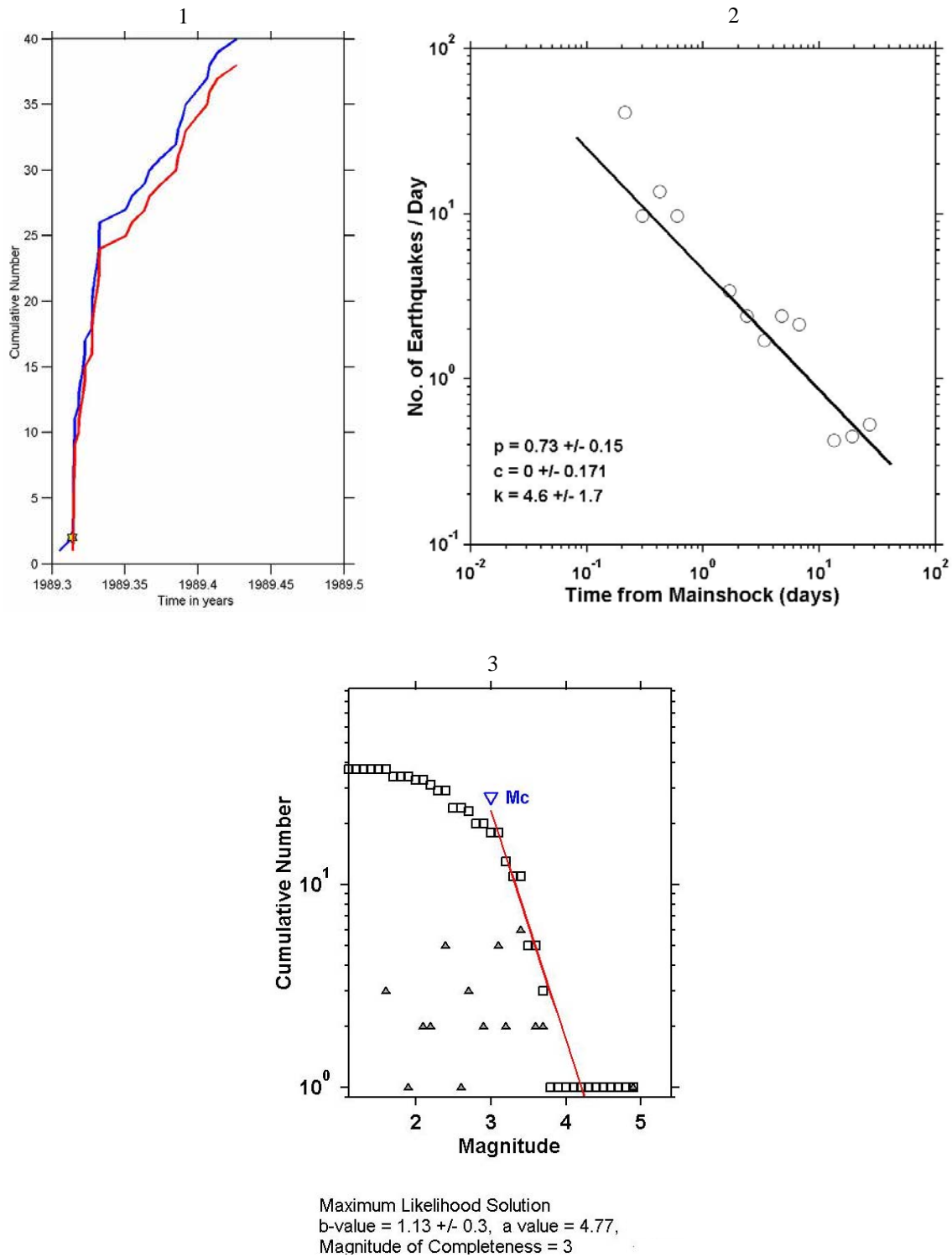


Figura A7.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3$



- *Evento 29 de 1993.81 con $M=6.6$, ubicado en Guerrero.*

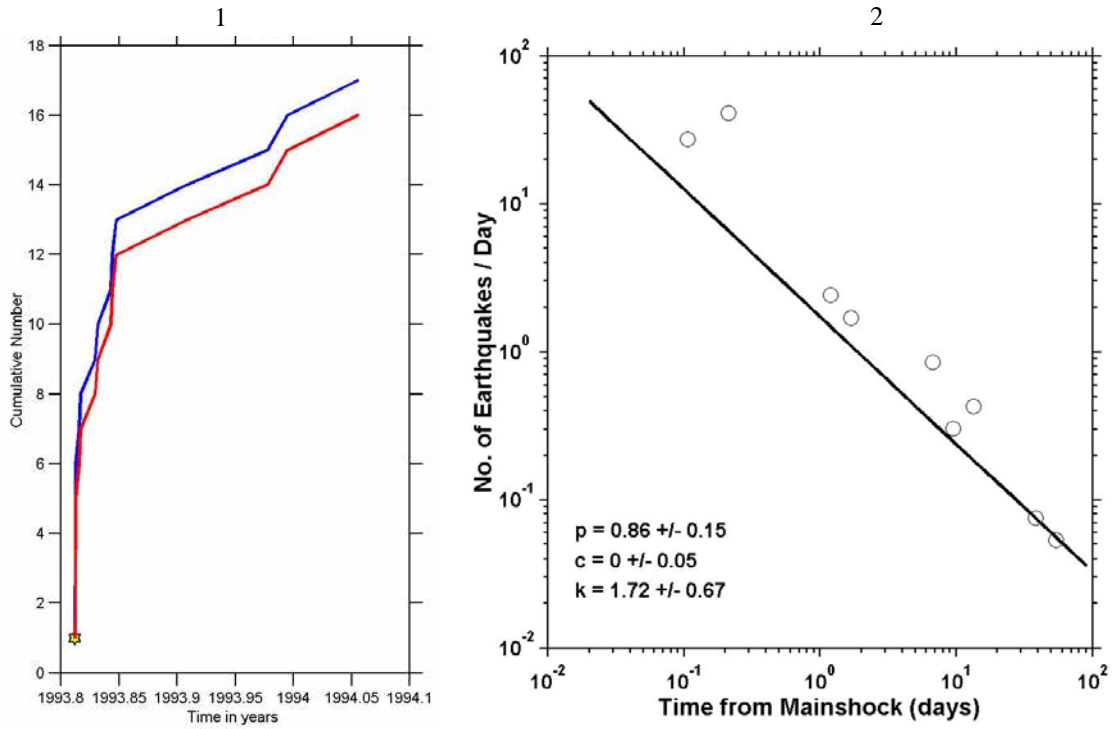


Figura A8.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k .



- *Evento 30 de 1995.70 con $M=7.2$, ubicado en Guerrero.*

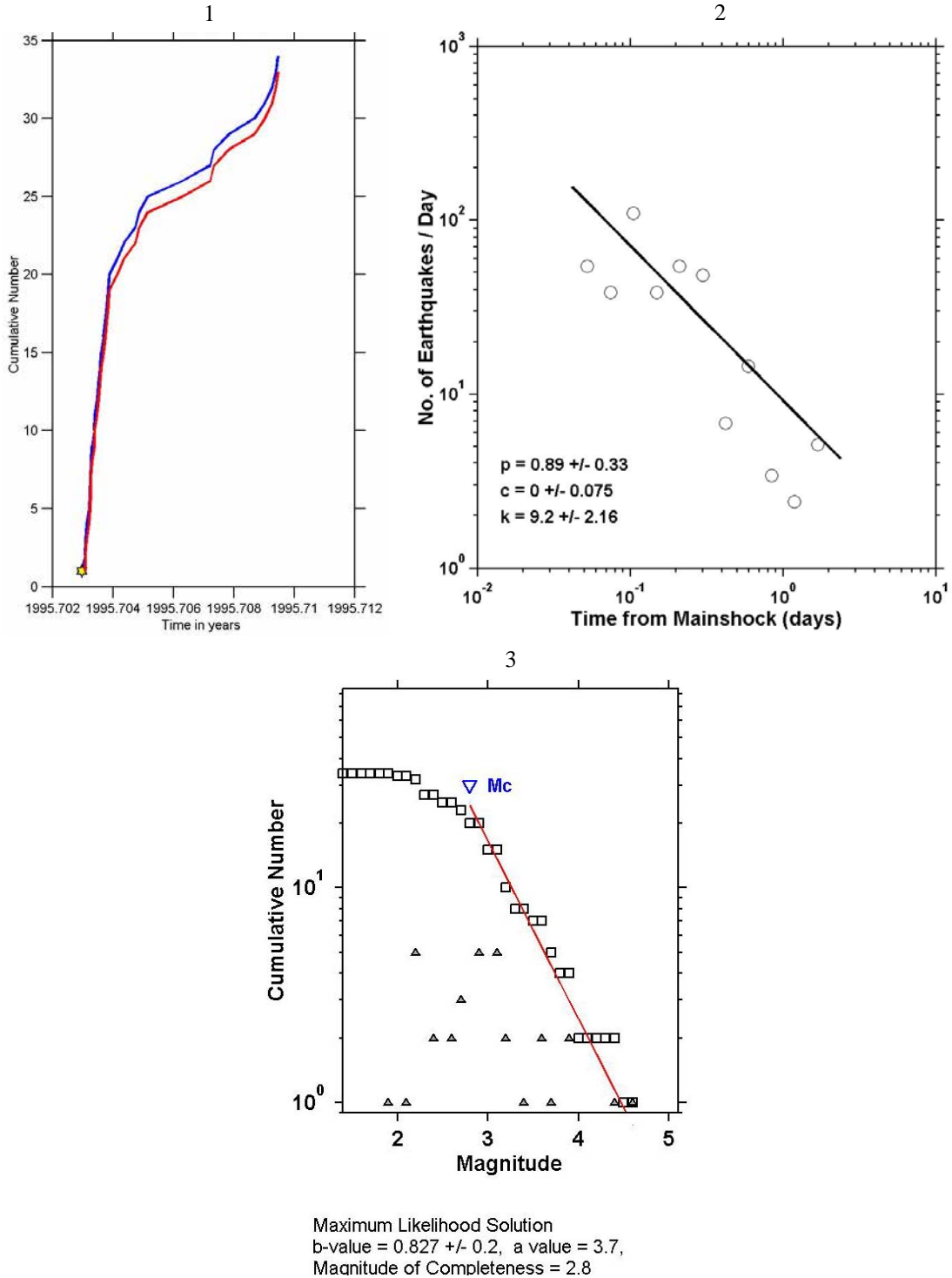


Figura A9.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.8$



- *Evento 31 de 1993.36 con $M=6.2$, ubicado en Guerrero.*

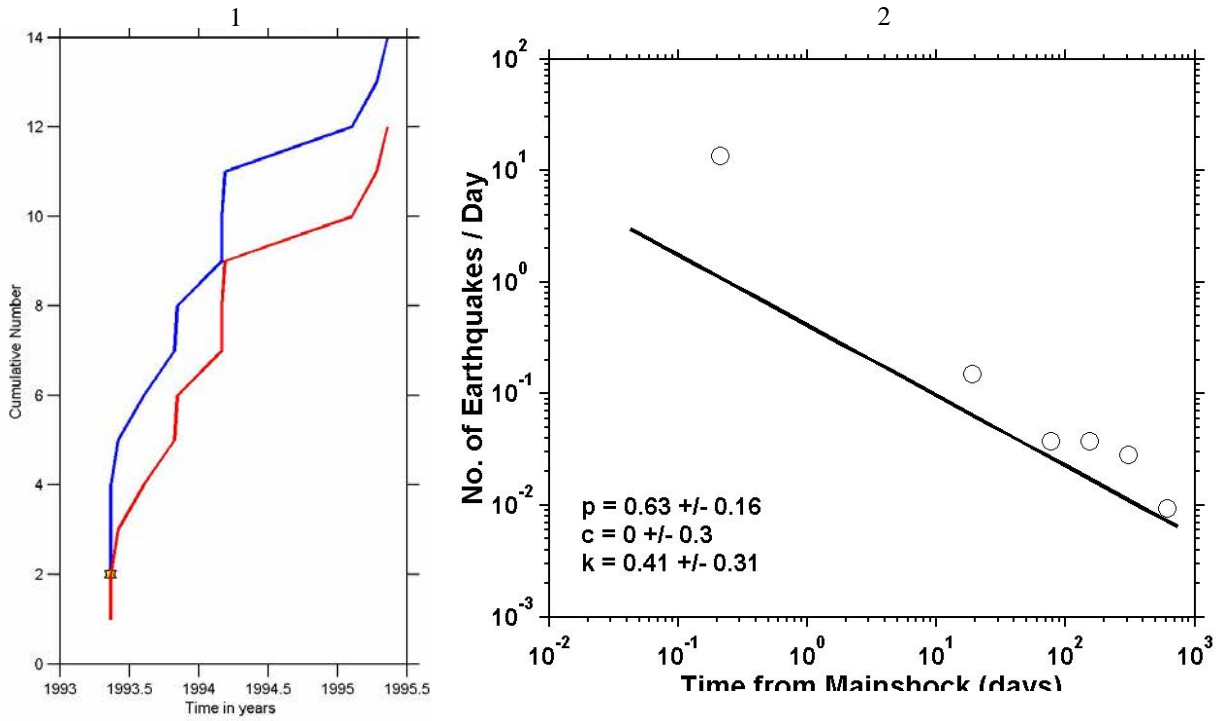


Figura A10.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k .



- *Evento 32 de 1997.54 con $M=6.3$, ubicado en Oaxaca.*

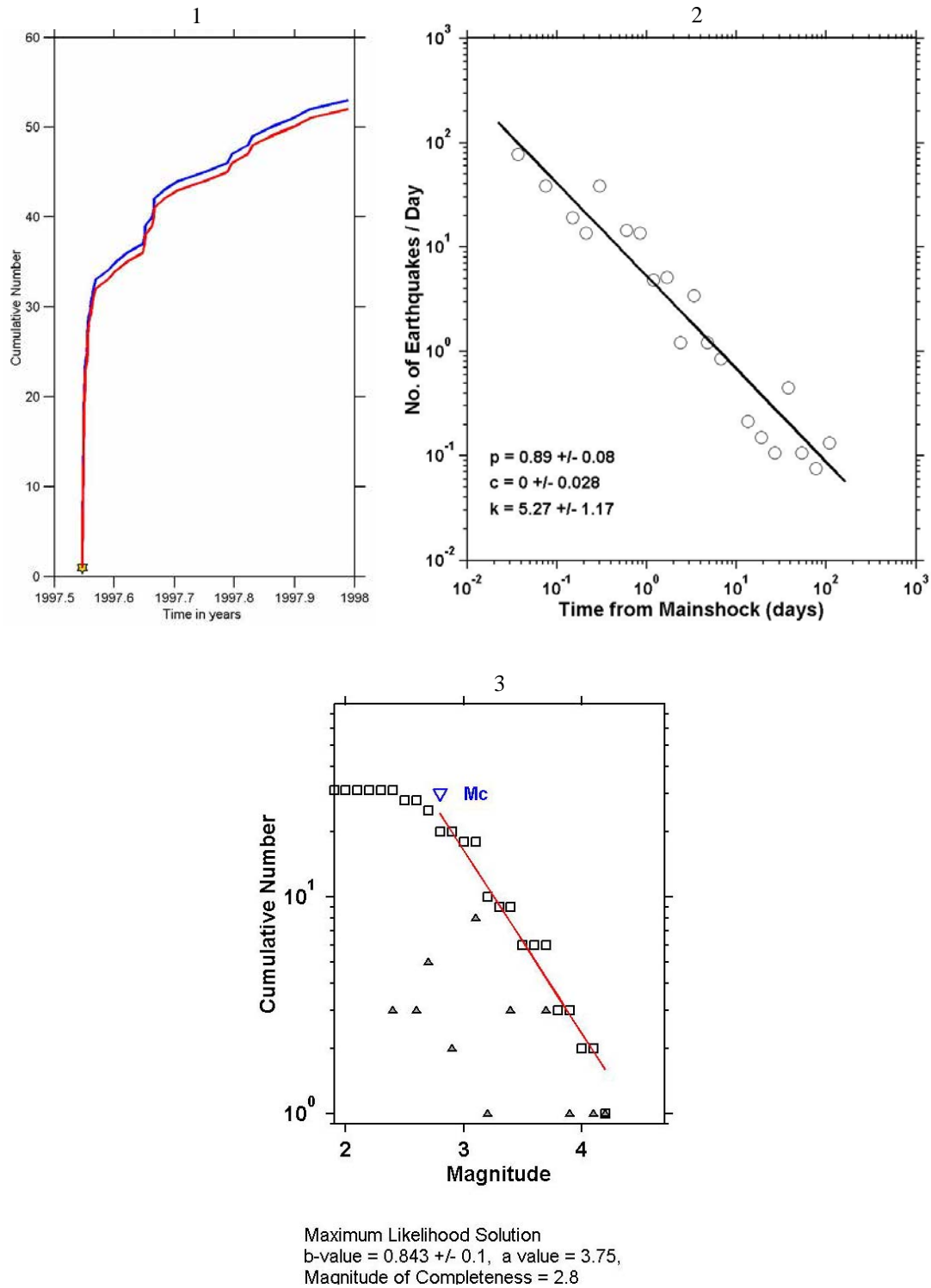


Figura A11.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.8$



- *Evento 33 de 1996.15 con $M=6.9$, ubicado en Oaxaca.*

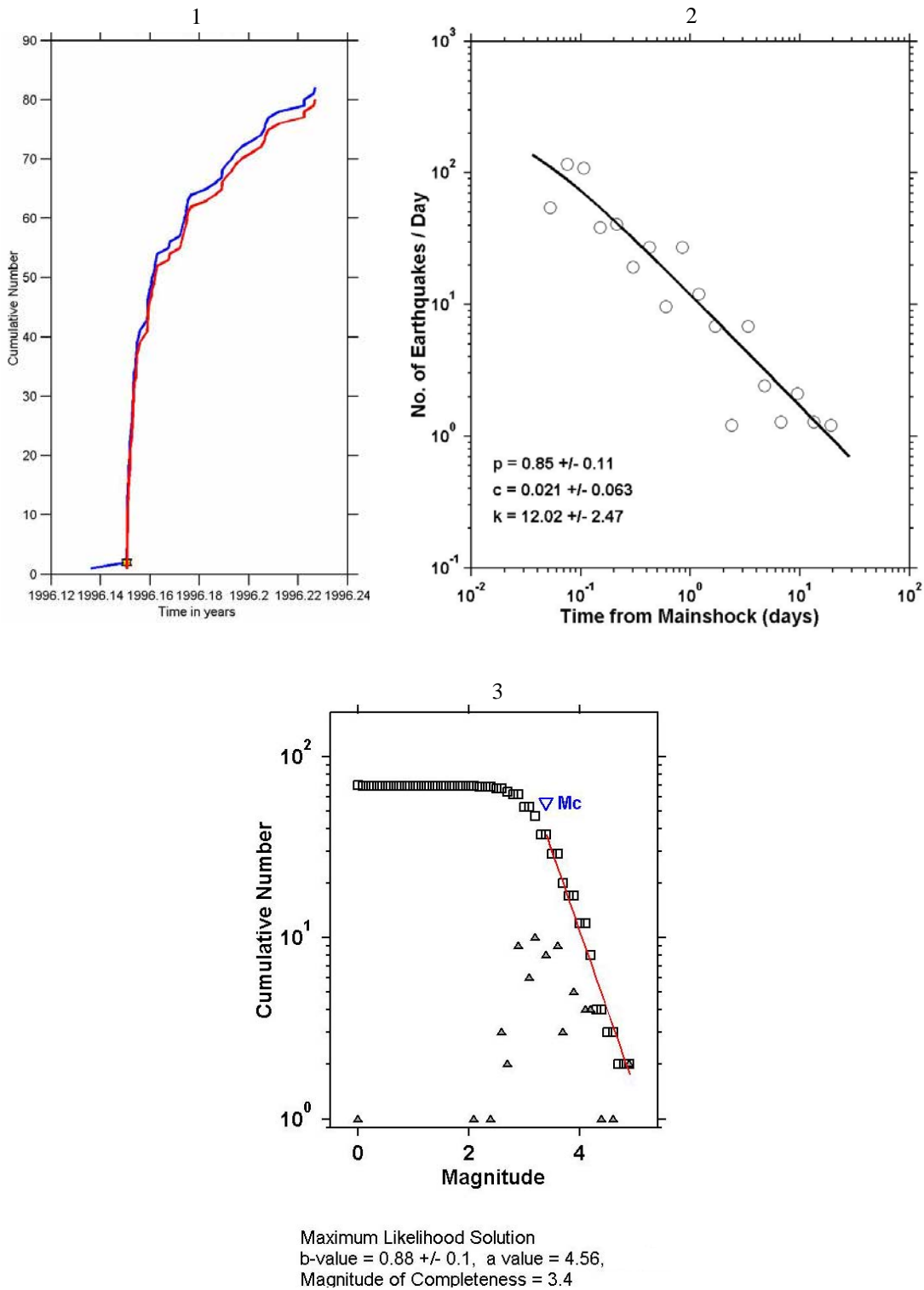


Figura A12.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.4$



- *Evento 37 de 1998.09 con $M=6.2$, ubicado en Oaxaca.*

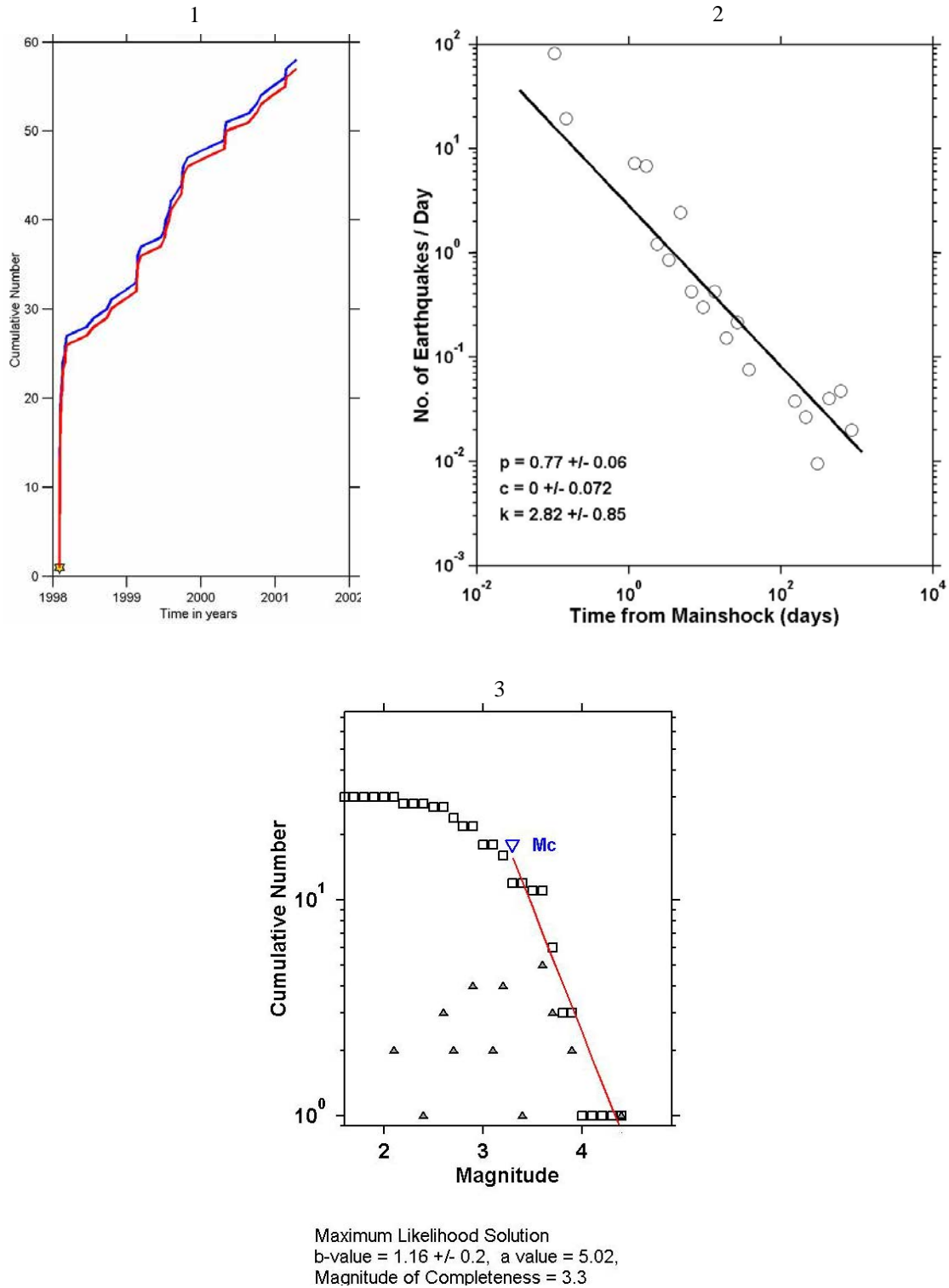


Figura A13.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.3$



- *Evento 38 de 1993.74 con $M=6.4$, ubicado en Oaxaca.*

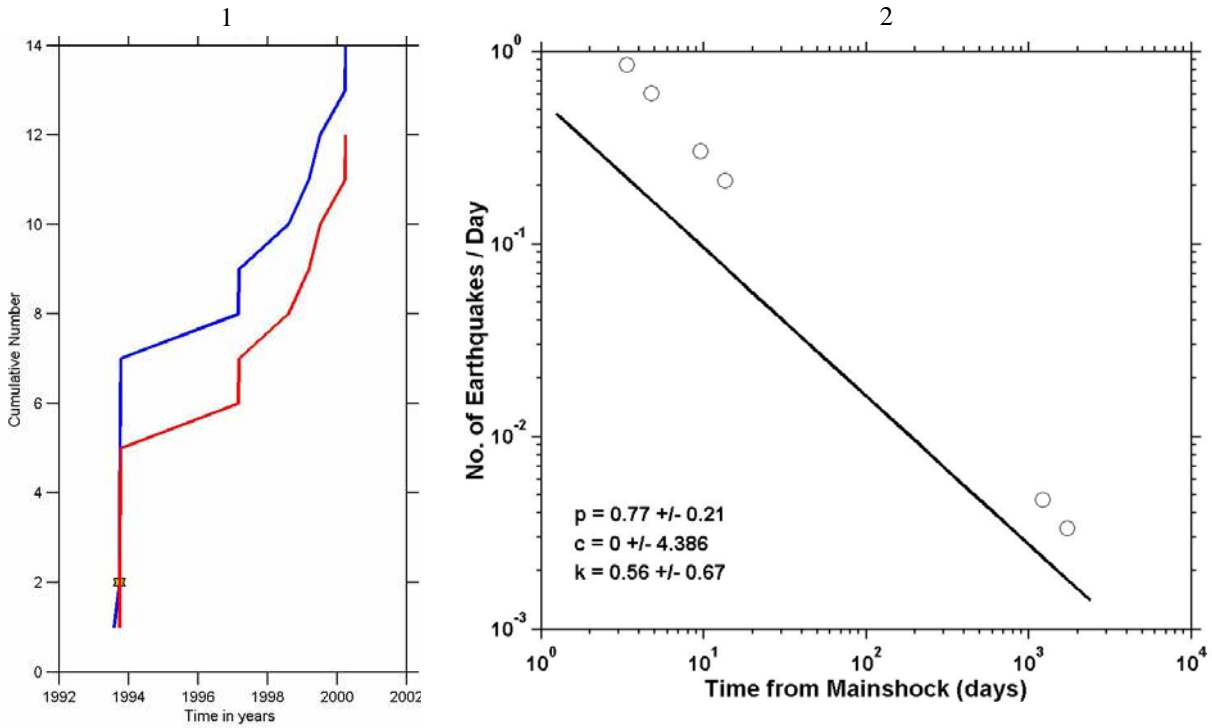
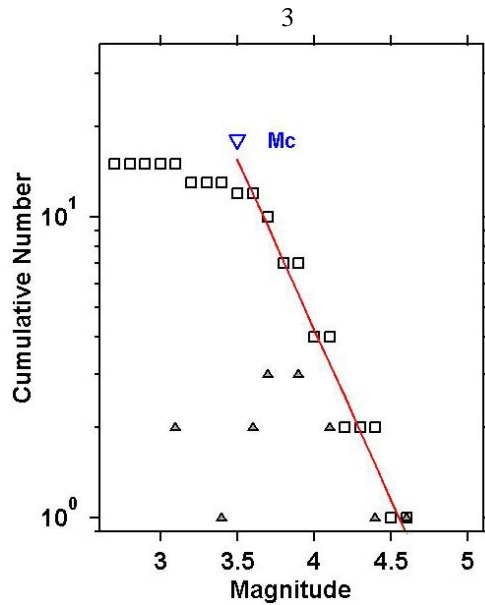
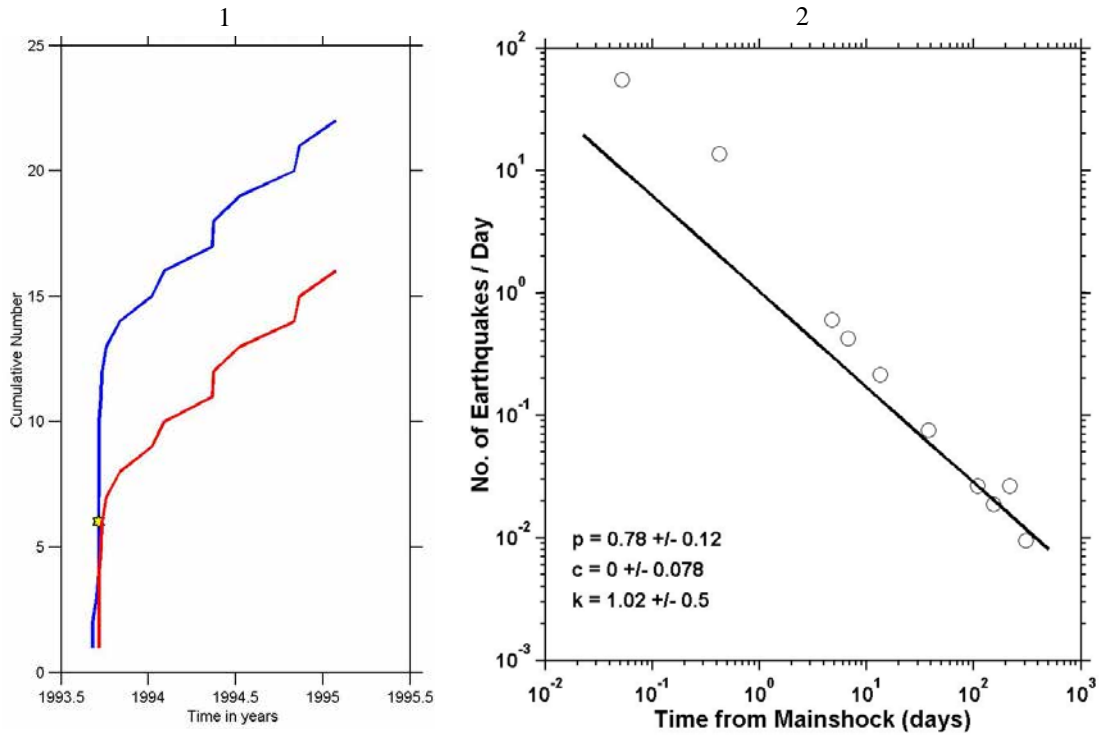


Figura A14.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p , c y k .



- *Evento 43 de 1993.71 con $M=6.3$, ubicado en Chiapas.*



Maximum Likelihood Solution
b-value = 1.13 ± 0.3 , a value = 5.16,
Magnitude of Completeness = 3.5

Figura A15.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.5$



- *Evento 44 de 1993.69 con $M=7.3$, ubicado en Chiapas.*

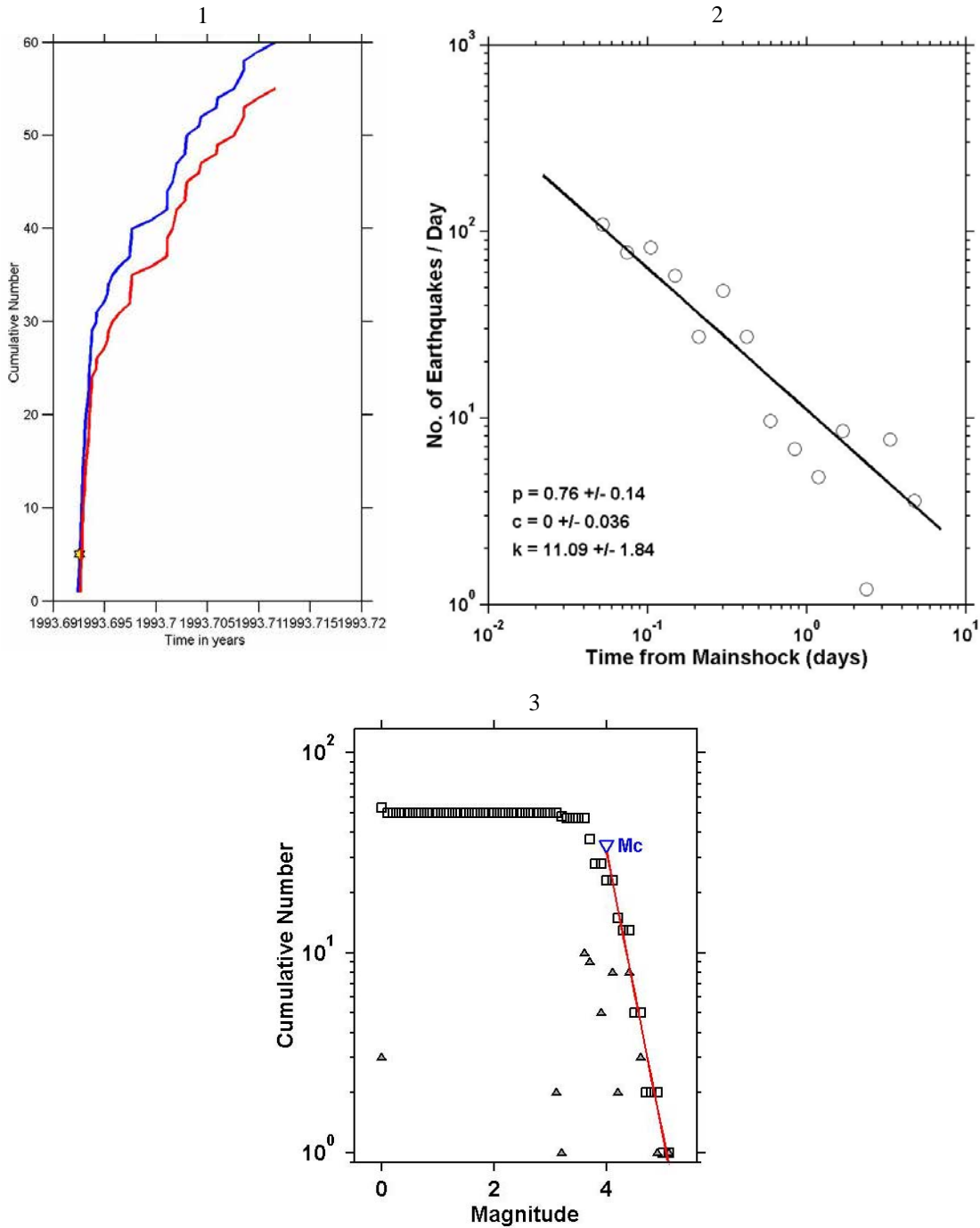
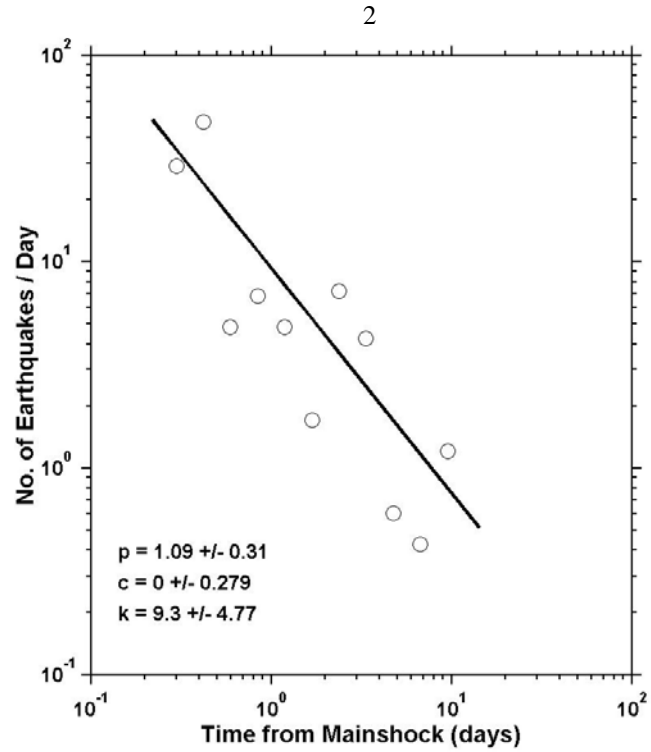
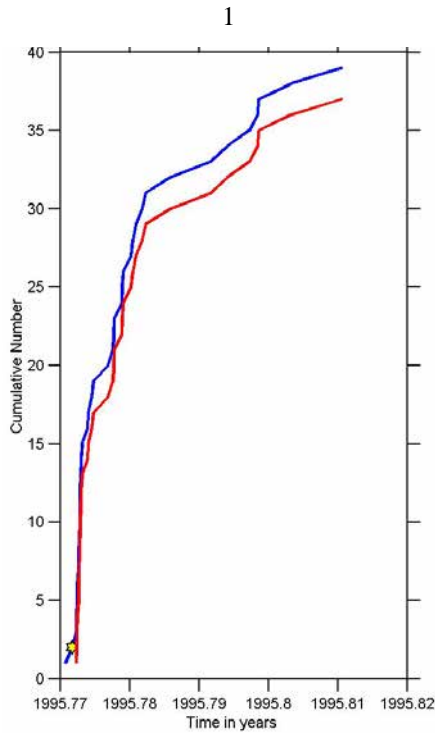


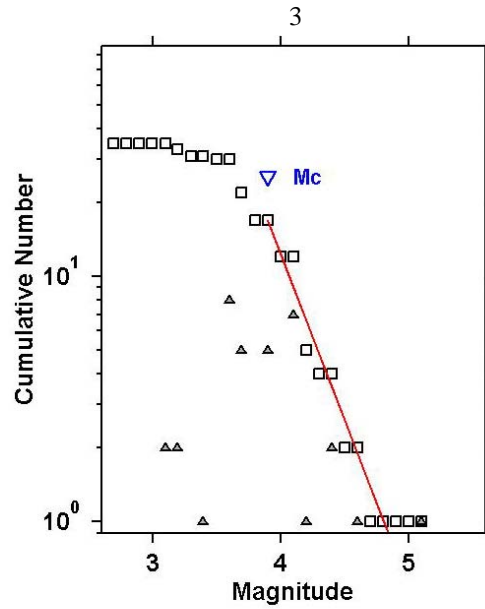
Figura A16.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=4$



A continuación se muestran las gráficas de los resultados para los eventos a los que se les restringió eventos de su secuencia de réplicas:

- *Evento 17 de 1995.77 con $M=7.3$, ubicado en Colima.*





Maximum Likelihood Solution
b-value = 1.35 +/- 0.3, a value = 6.51,
Magnitude of Completeness = 3.9

Figura A17.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $Mc=3.9$



- *Evento 18 de 2003.05 con $M=7.6$, ubicado en Colima.*

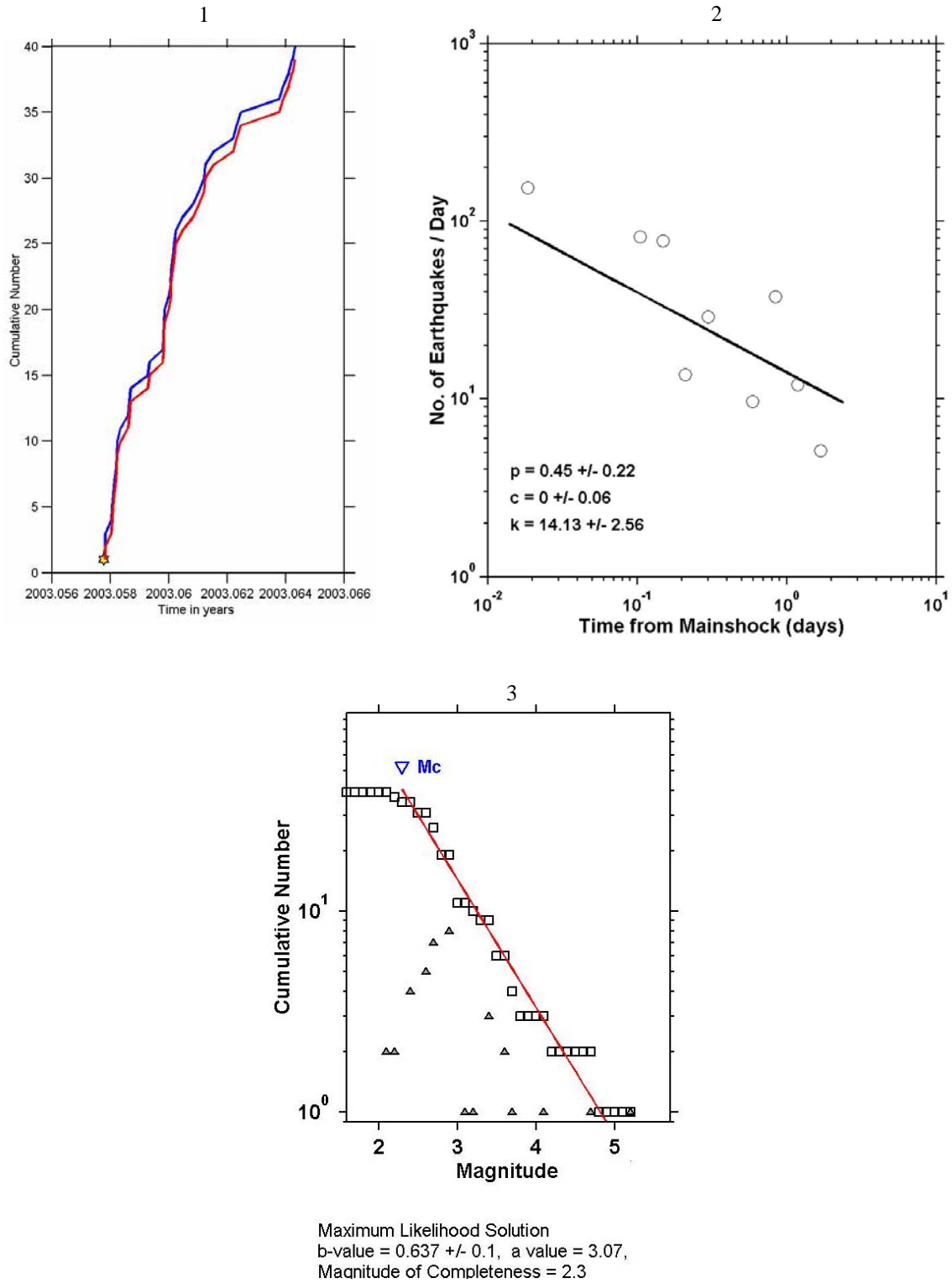


Figura A18.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.3$



- *Evento 21 del 2000.60 con $M=6.5$, ubicado en Michoacán.*

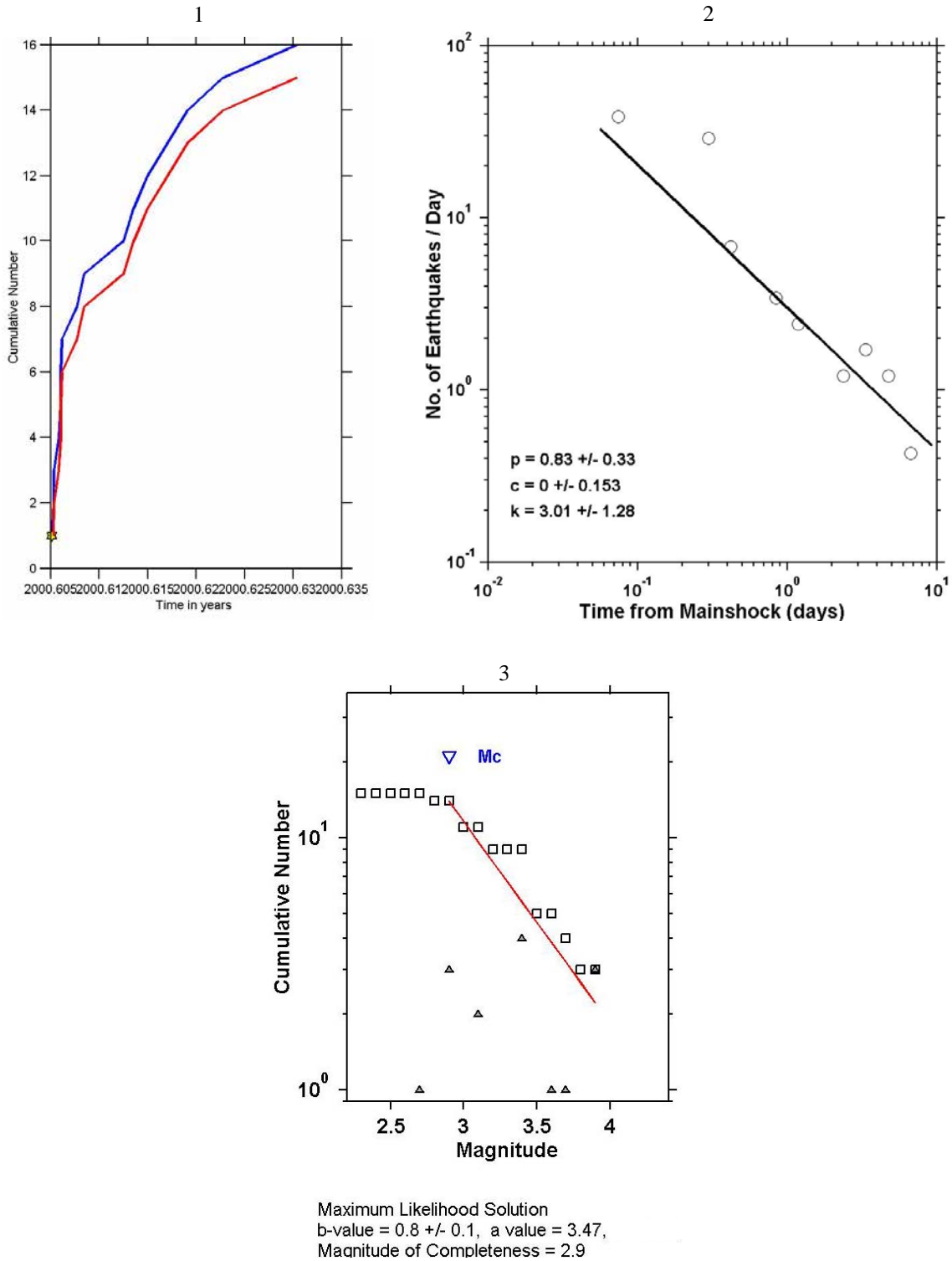


Figura A19.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.9$



- *Evento 25 de 1996.53 con $M=6.5$, ubicado en Guerrero.*

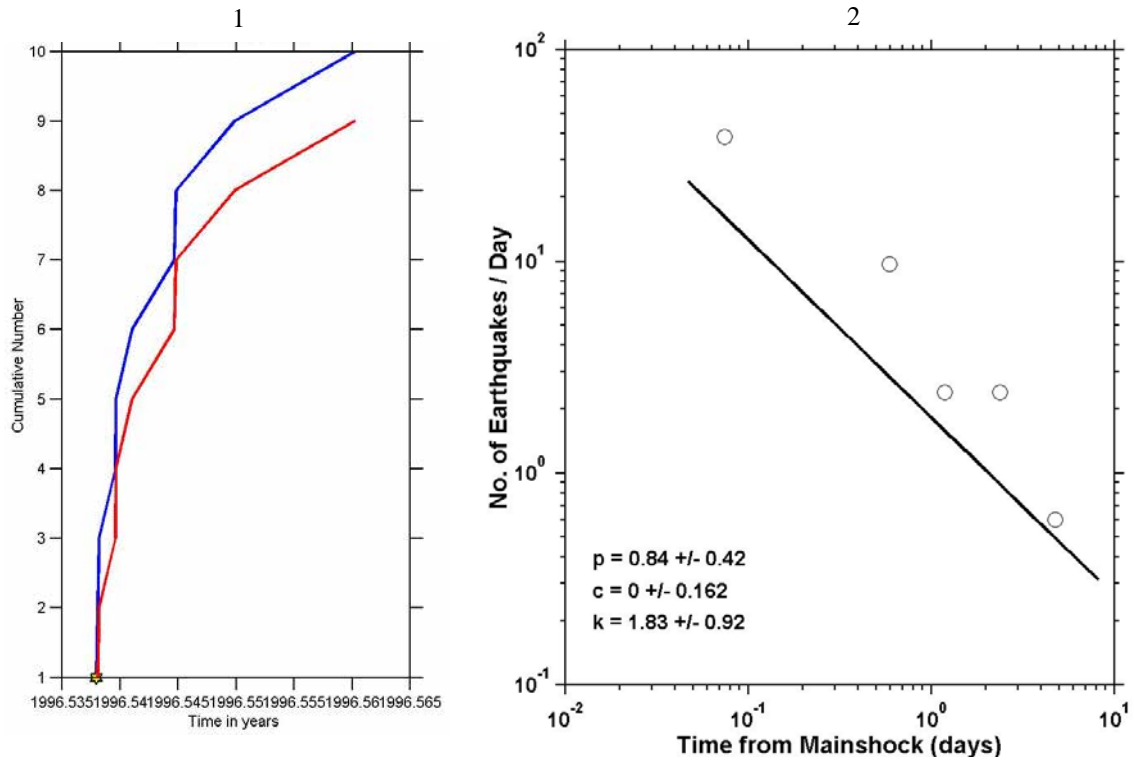


Figura A20.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k .



- *Evento 28 de 1989.31 con $M=6.9$, ubicado en Guerrero.*

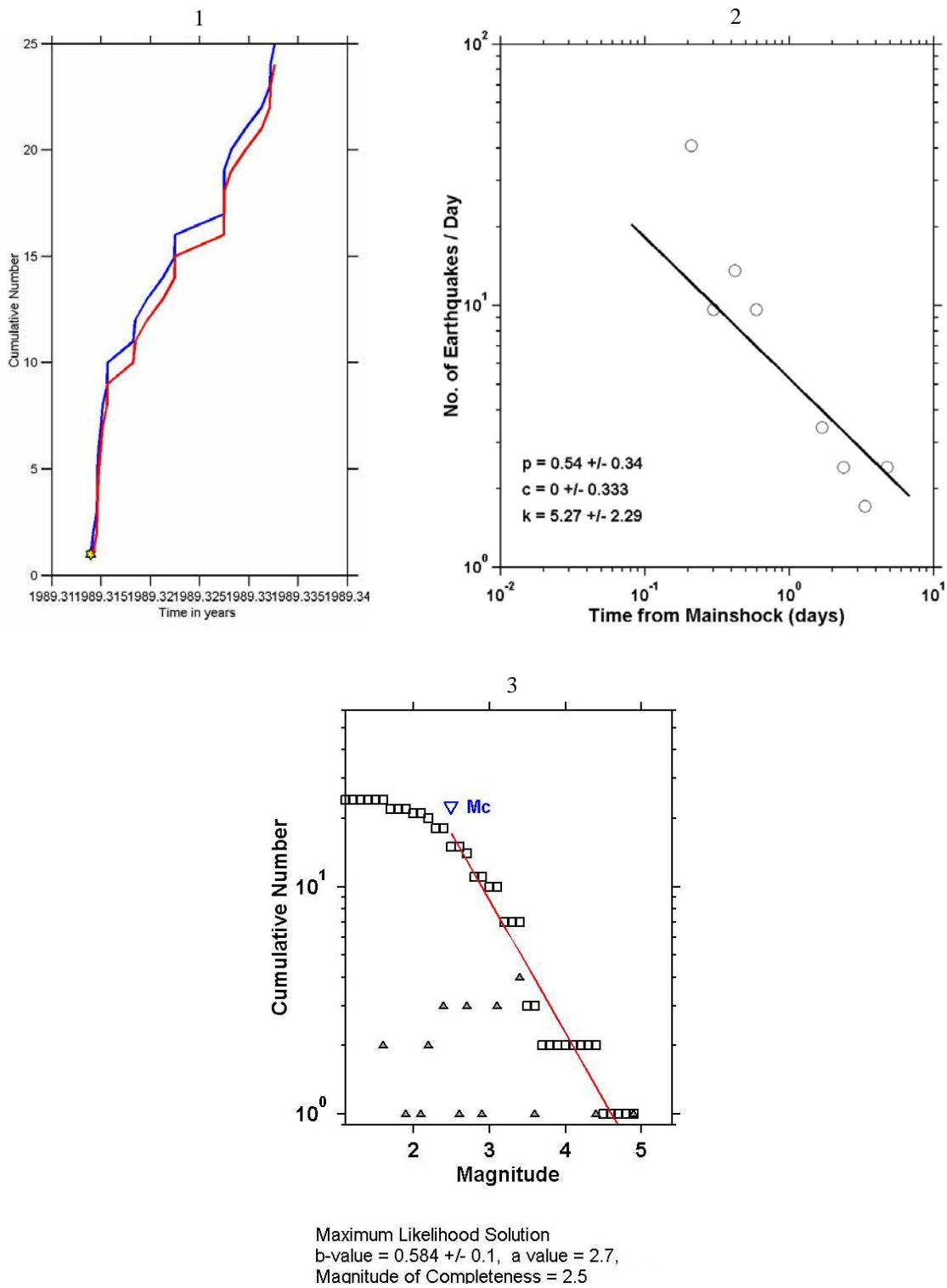


Figura A21.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.5$



- *Evento 29 de 1993.81 con $M=6.6$, ubicado en Guerrero.*

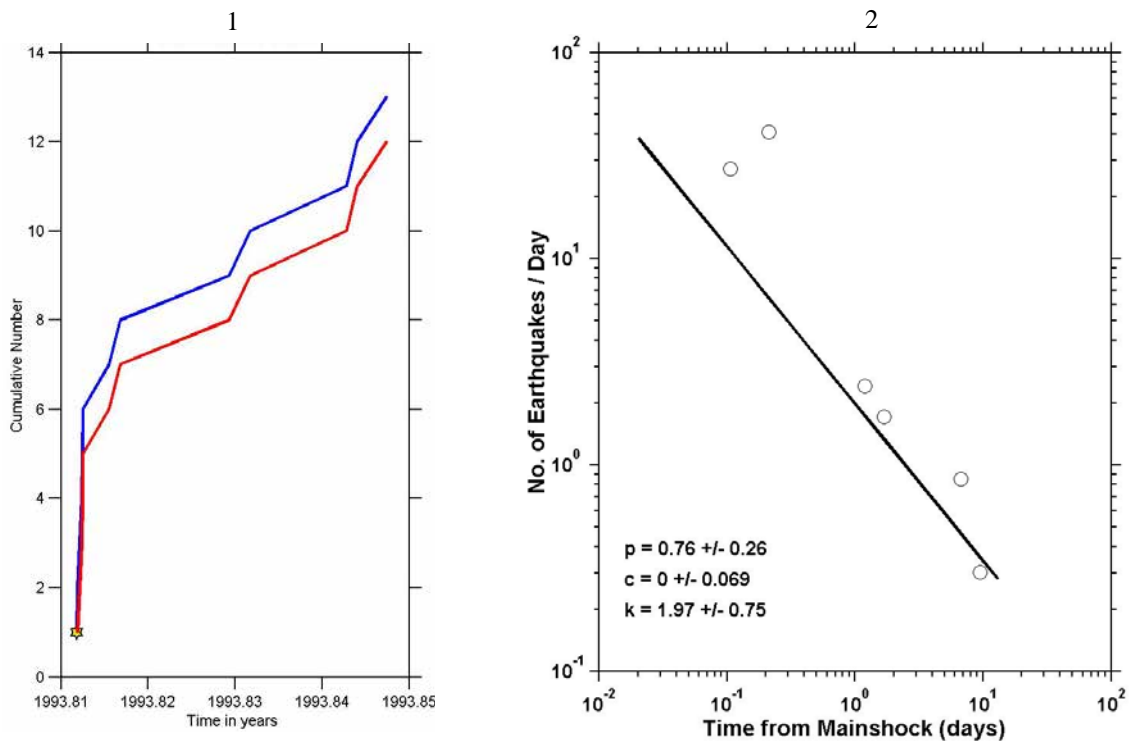


Figura A22.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k .



- *Evento 30 de 1995.70 con $M=7.2$, ubicado en Guerrero.*

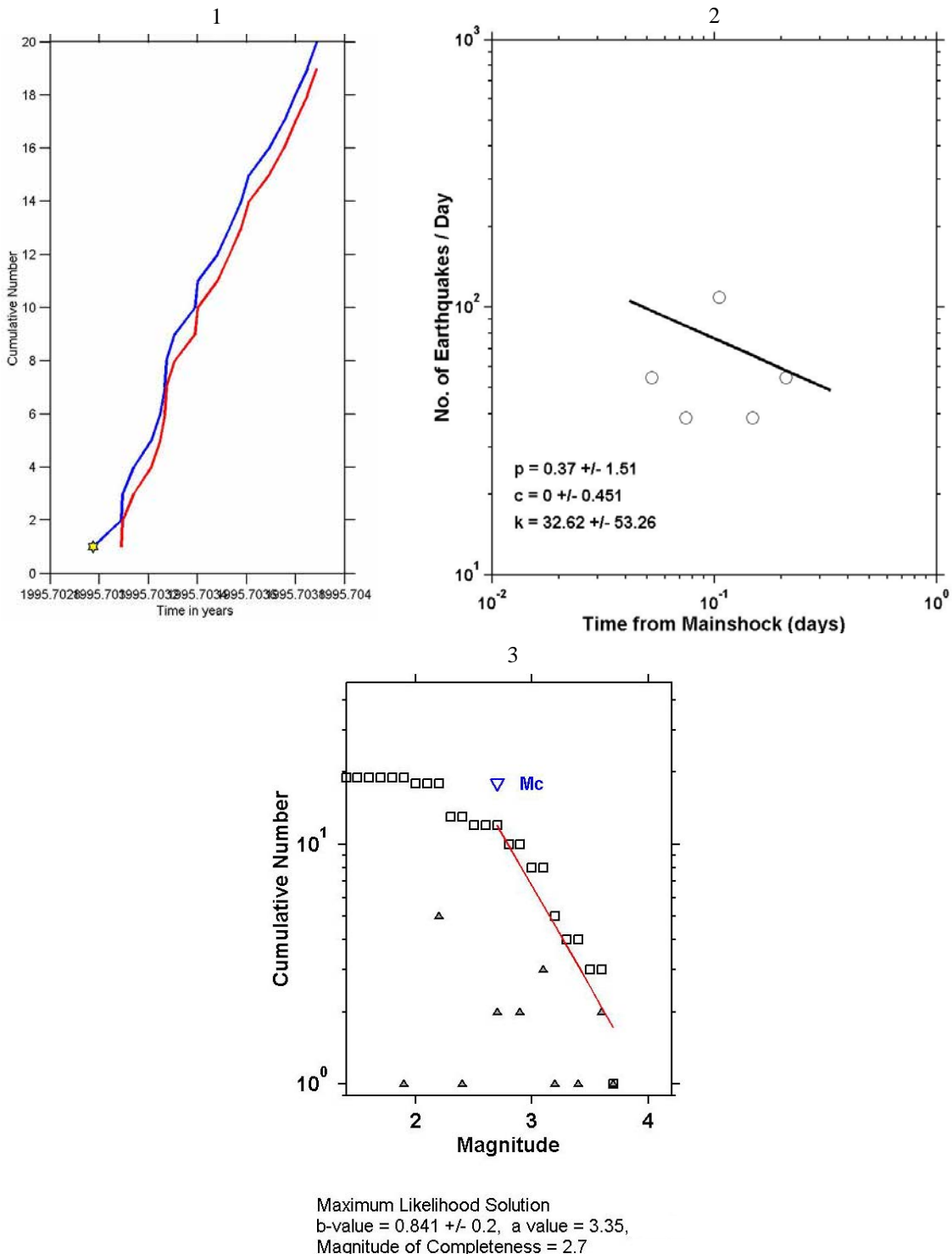


Figura A23.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.8$



- *Evento 33 de 1996.15 con $M=6.9$, ubicado en Oaxaca.*

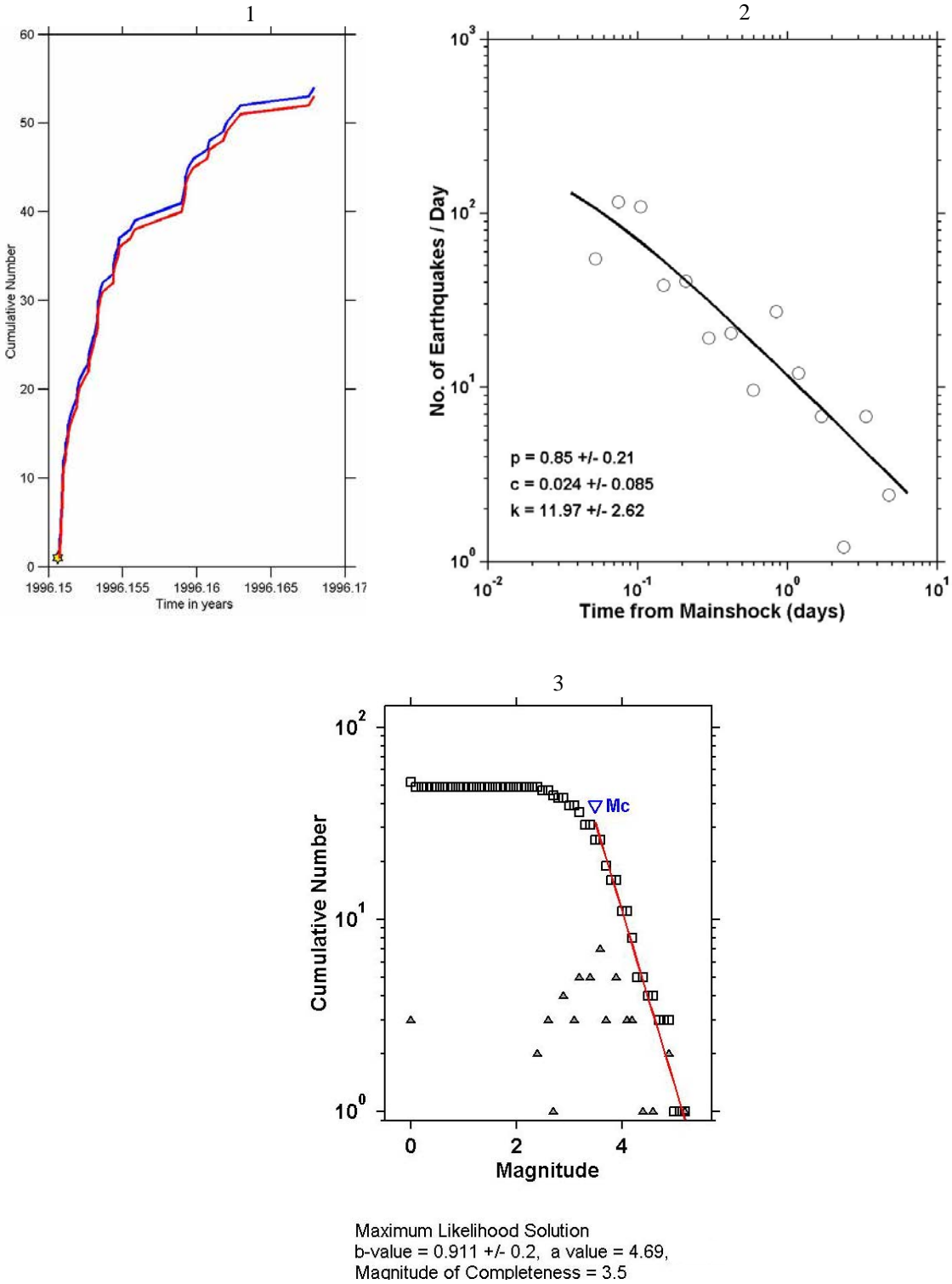


Figura A24.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.5$



- *Evento 44 de 1993.69 con $M=7.3$, ubicado en Chiapas.*

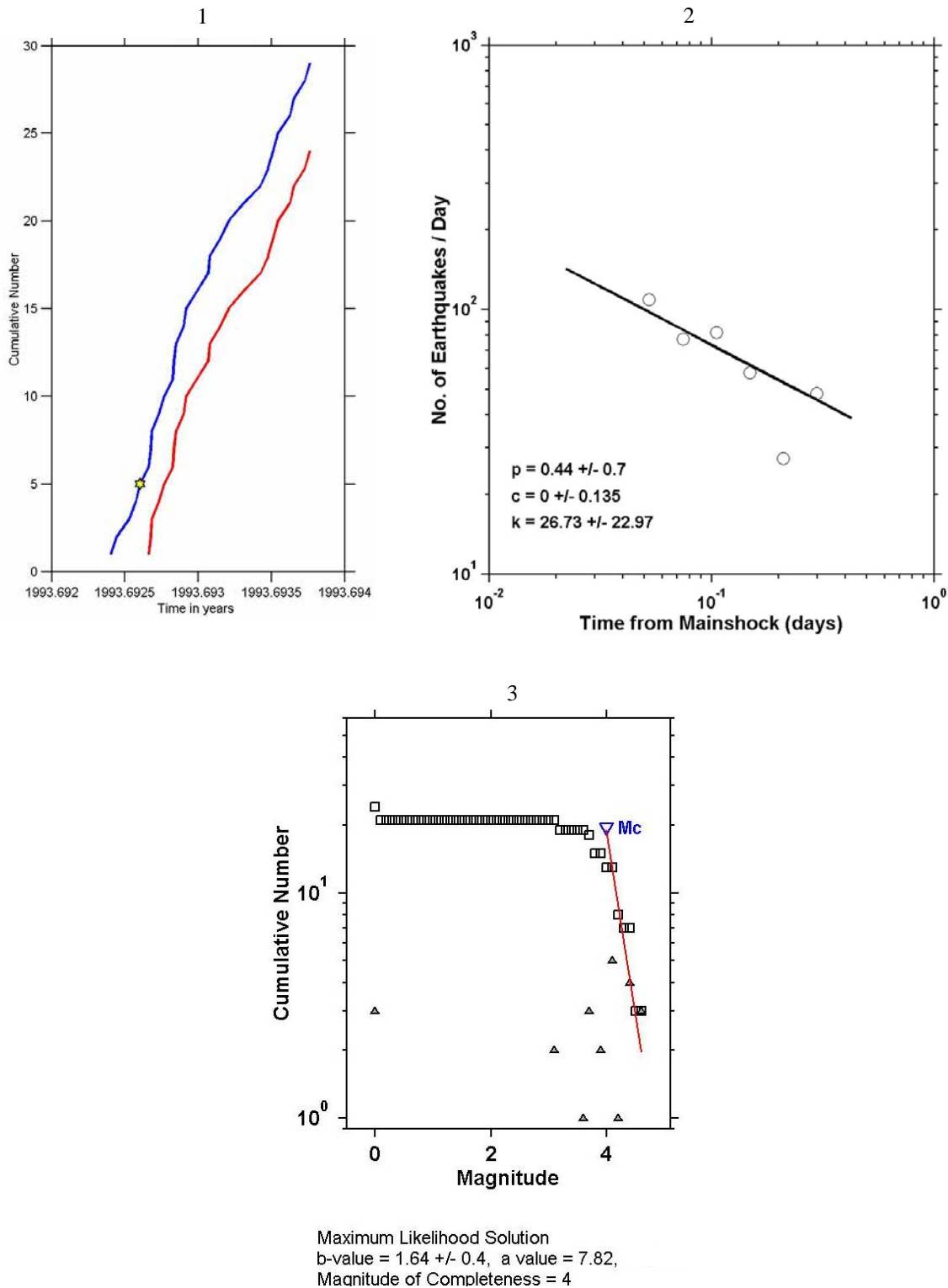


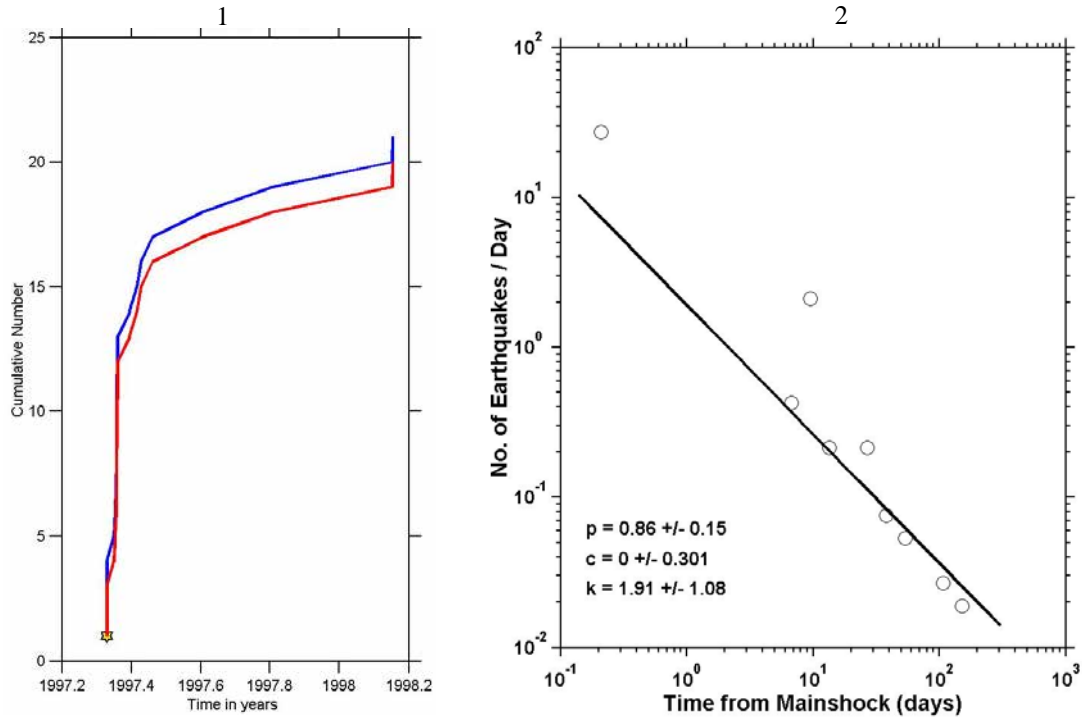
Figura A25.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=4$

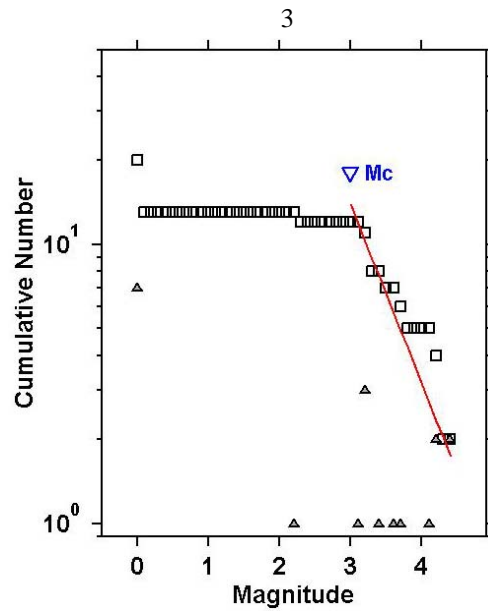


APÉNDICE B

A continuación se muestran las gráficas de los resultados para los eventos a los que fue posible determinar los parámetros de sus secuencias de réplicas por medio del método del Visual y los cuales no fueron presentados en el texto. Para cada evento se muestran las gráficas del valor p y b así como la sismicidad contra tiempo que corresponde a los eventos que ocurren dentro del área de máxima afectación:

- *Evento 8 de 1997.33 con $M=6.8$, ubicado en Jalisco.*





Maximum Likelihood Solution
b-value = 0.643 +/- 0.1, a value = 3.07,
Magnitude of Completeness = 3

Figura B1.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3$



- *Evento 18 de 2003.05 con una $M=7.6$, ubicado en Colima.*

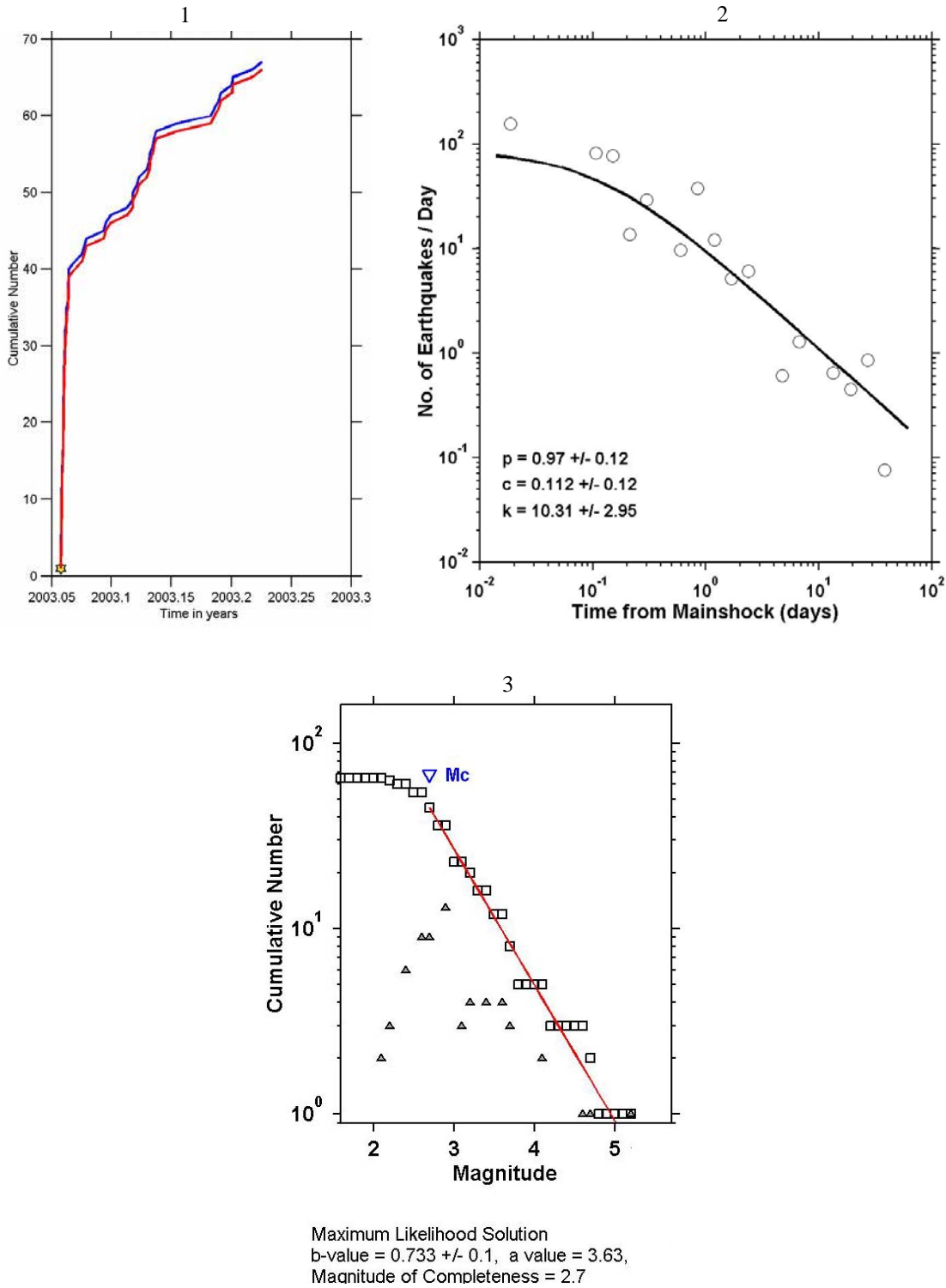
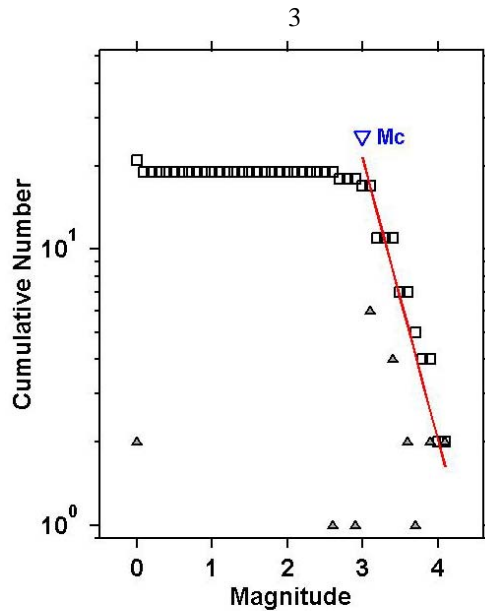
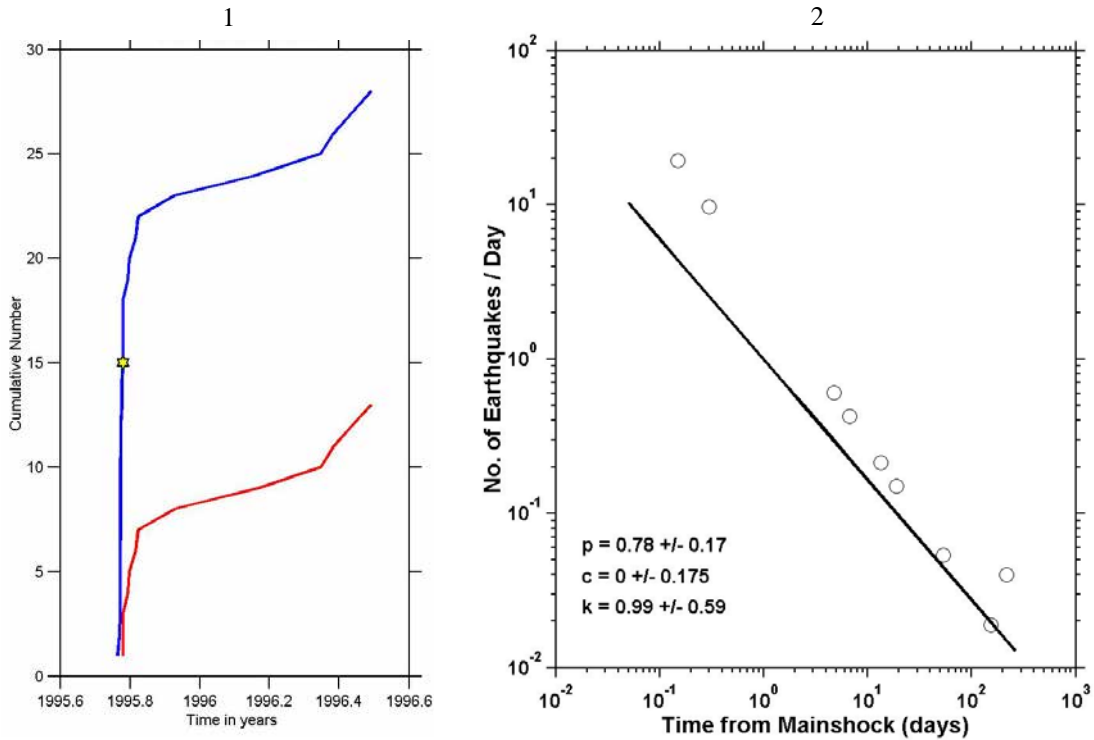


Figura B2.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.7$



- *Evento 19 de 1995.78 con una $M=6.4$, ubicado en Colima.*



Maximum Likelihood Solution
b-value = 1.02 ± 0.2 , a value = 4.39,
Magnitude of Completeness = 3

Figura B3.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3$



- *Evento 20 de 1997.029 con una $M=6.9$, ubicado en Michoacán.*

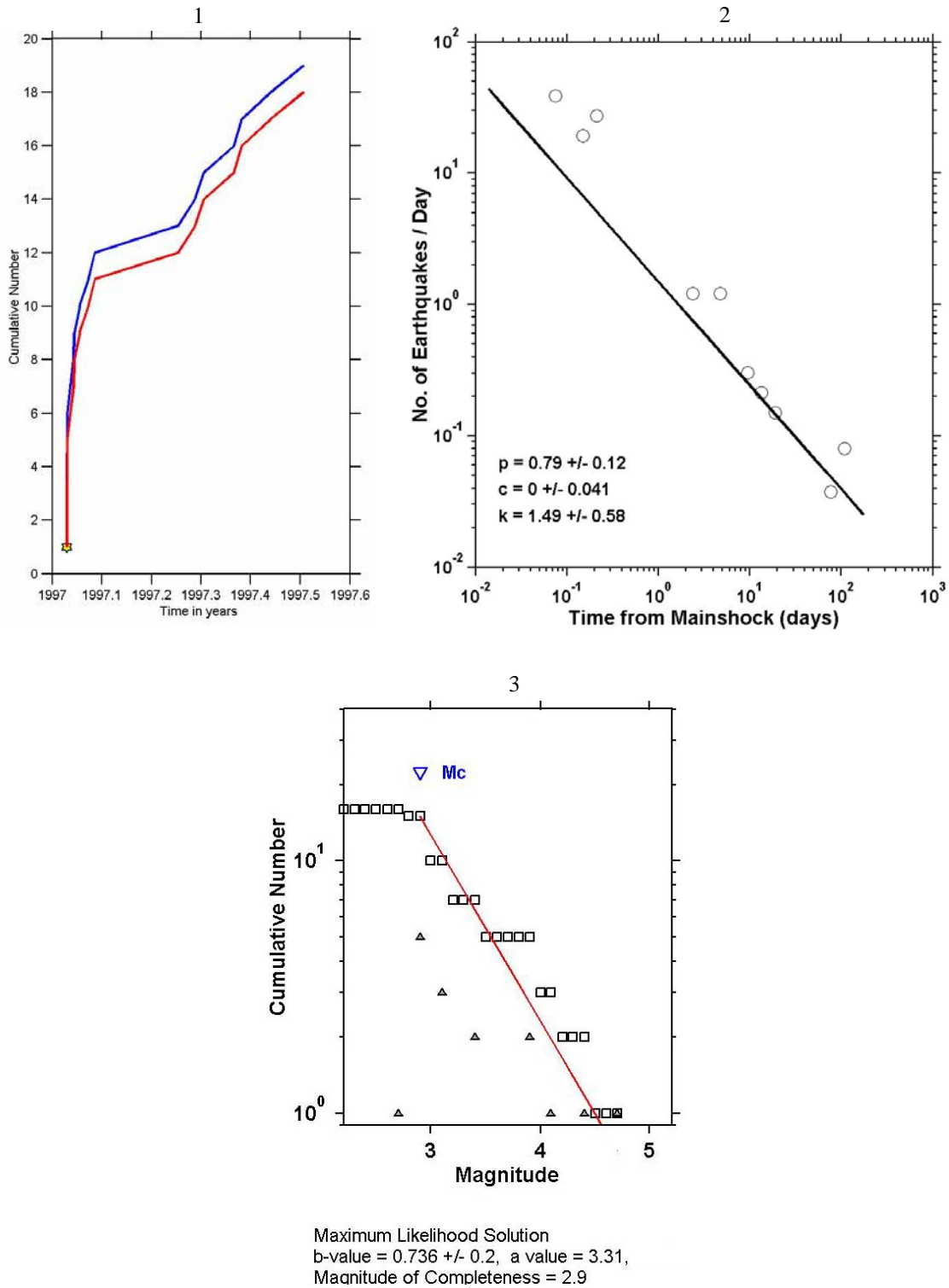


Figura B4.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.9$



- *Evento 21 del 2000.60 con $M=6.5$, ubicado en Michoacán.*

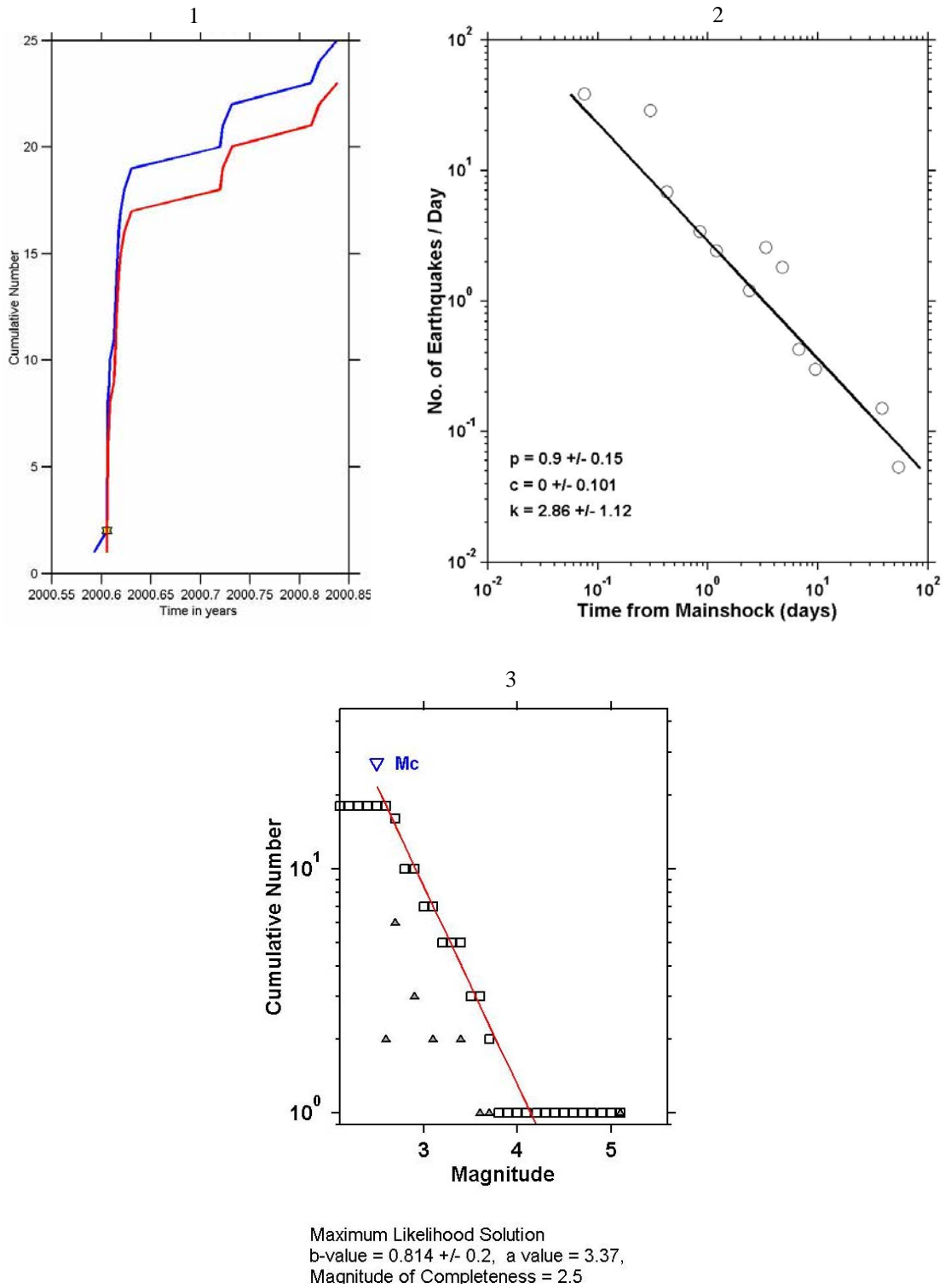


Figura B5.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.5$



- *Evento 25 de 1996.53 con $M=6.5$, ubicado en Guerrero.*

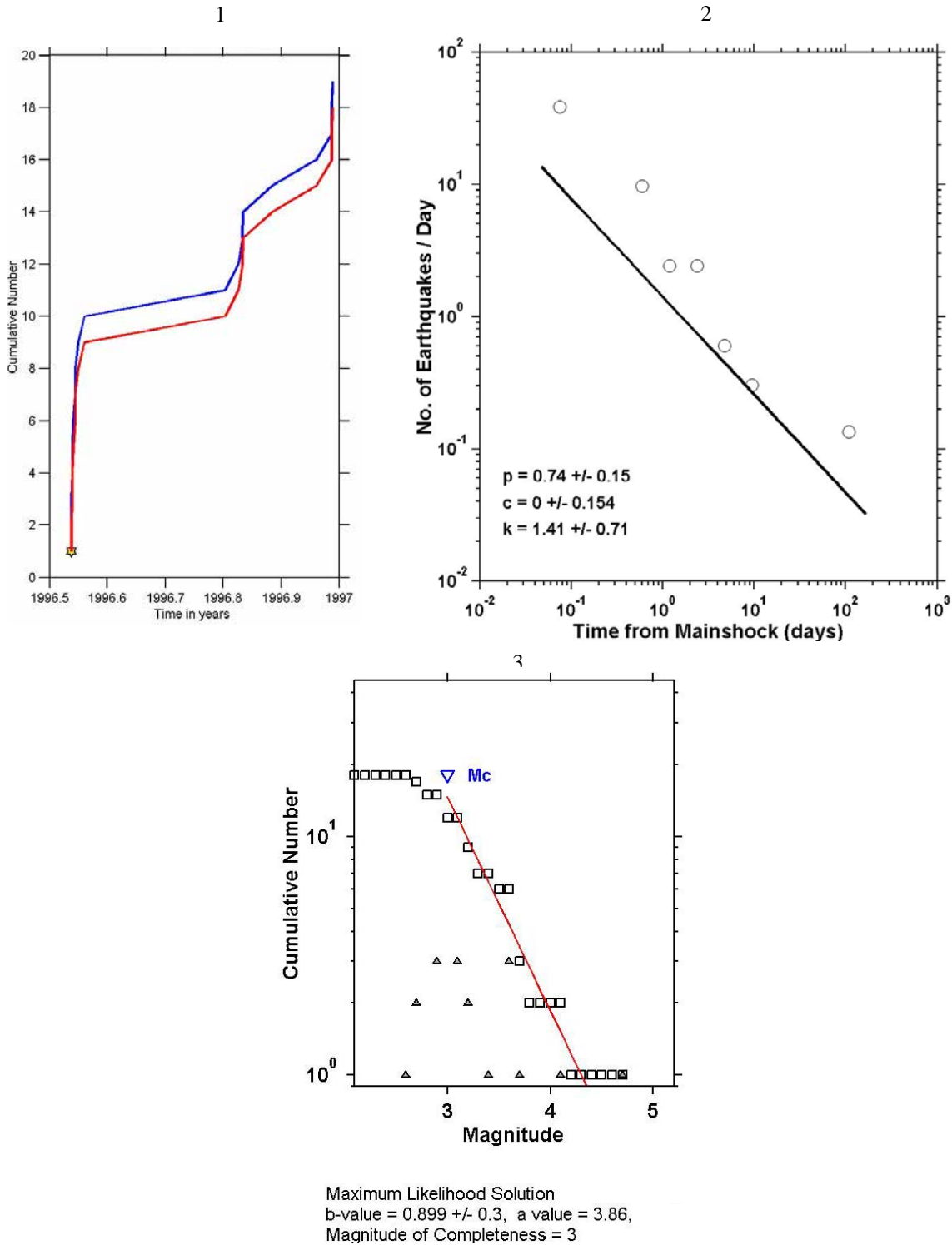


Figura B6.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.0$



- *Evento 26 del 2002.29 con $M=6$, ubicado en Guerrero.*

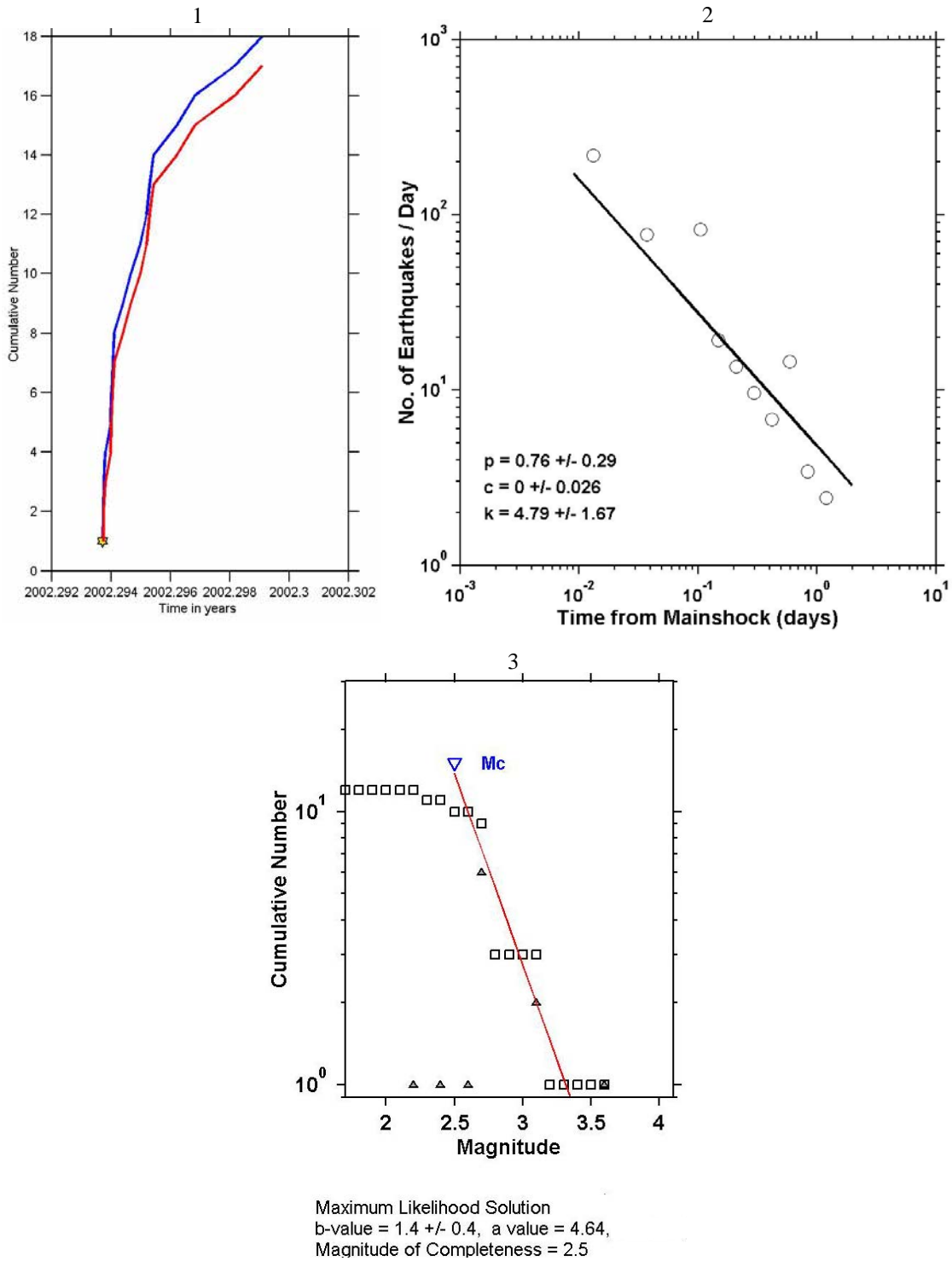


Figura B7.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.5$



- *Evento 28 de 1989.31 con $M=6.9$, ubicado en Guerrero.*

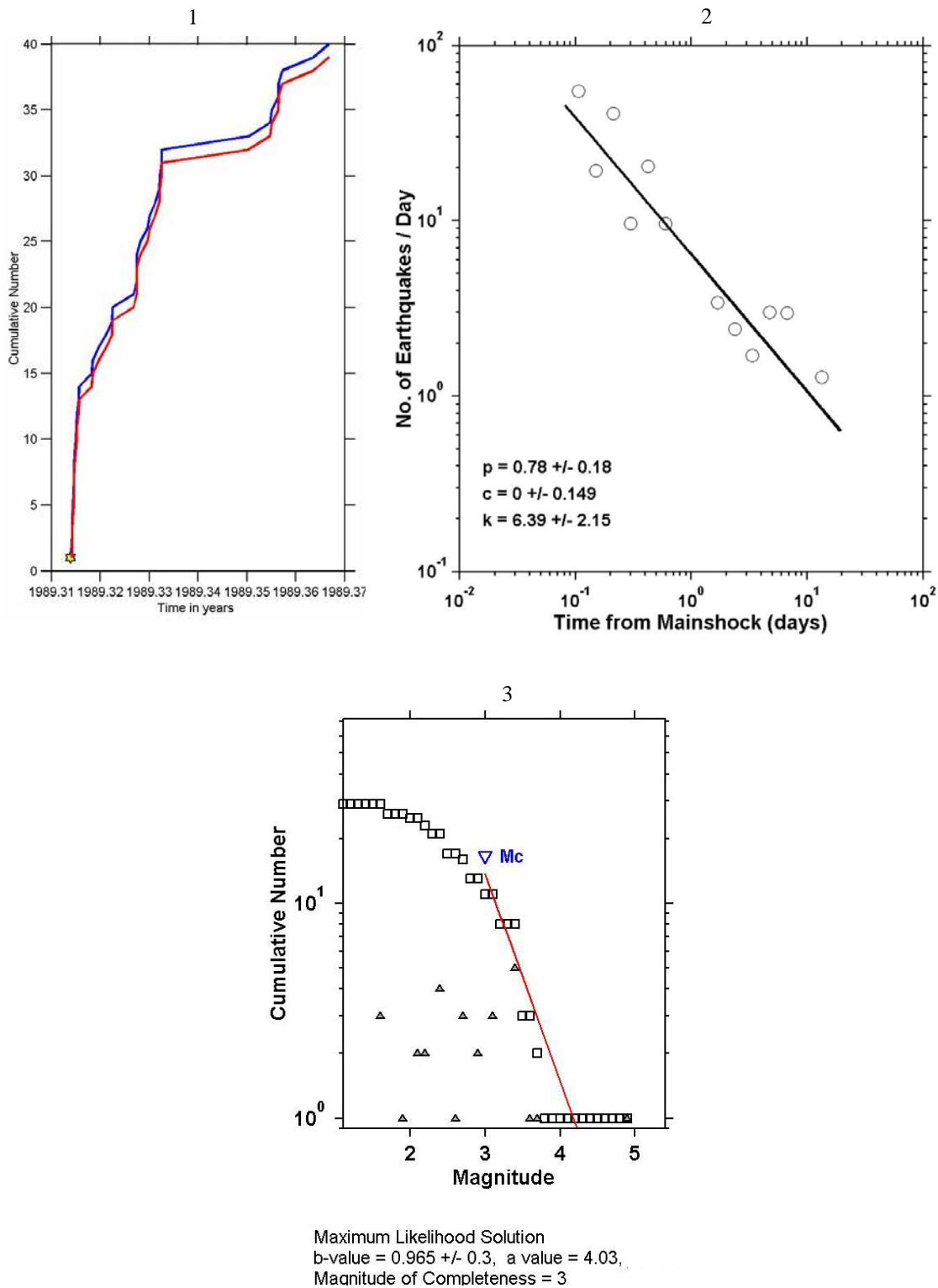


Figura B8.- 1.- Número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.0$



- *Evento 29 de 1993.81 con $M=6.6$, ubicado en Guerrero.*

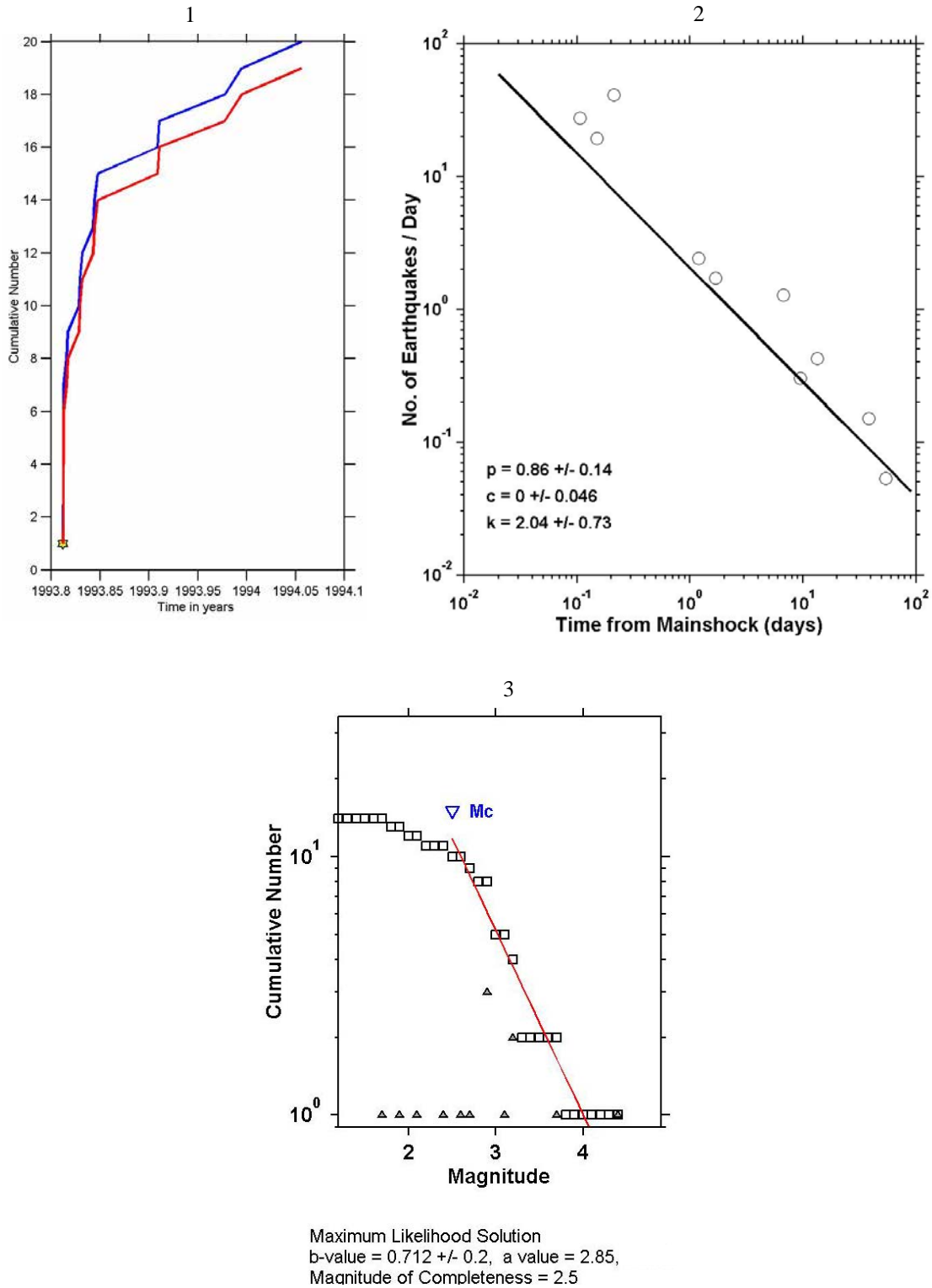


Figura B9.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.5$



- *Evento 30 de 1995.70 con $M=7.2$, ubicado en Guerrero.*

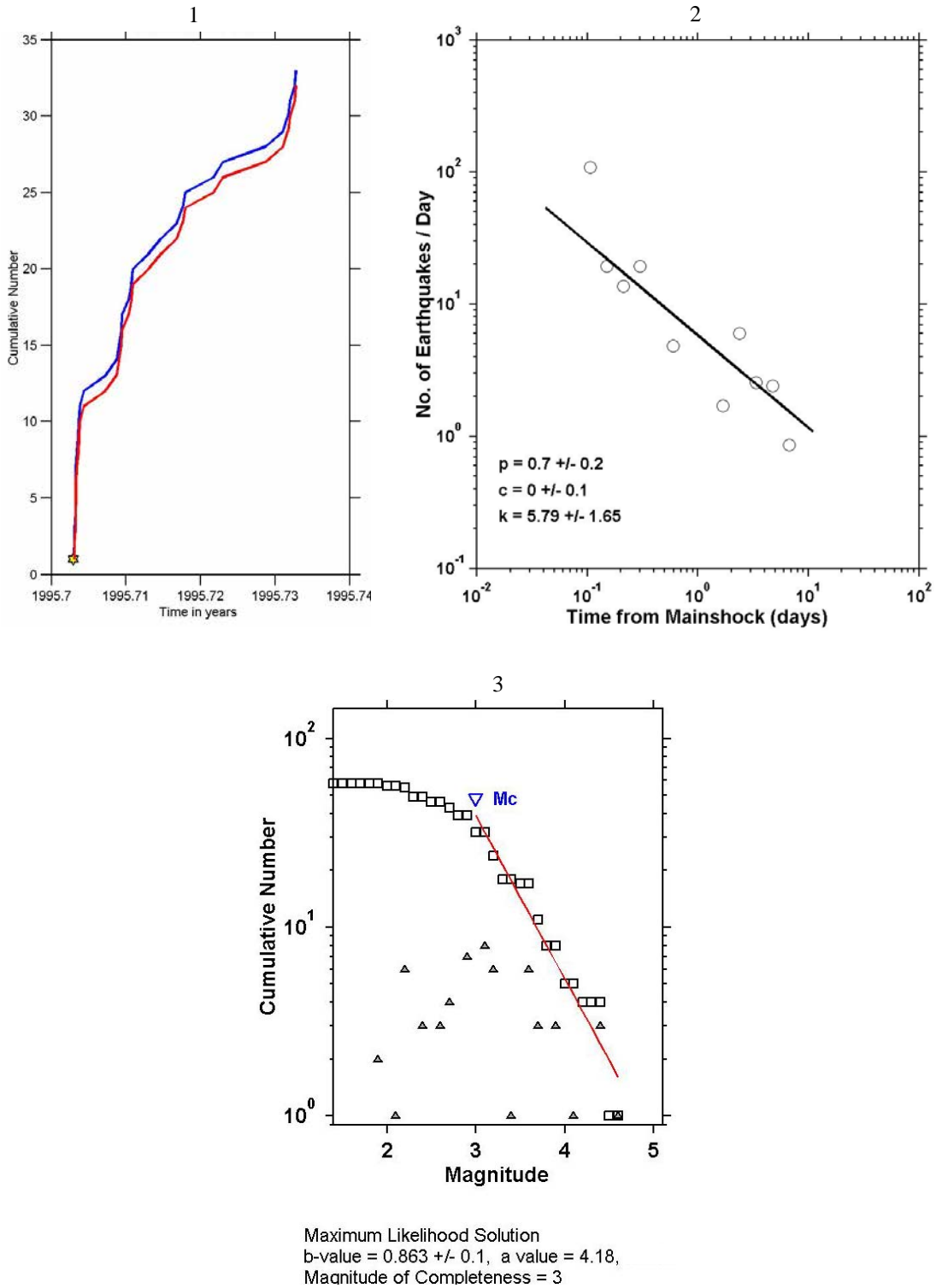


Figura B10.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.0$



- *Evento 31 de 1993.36 con $M=6.2$, ubicado en Guerrero.*

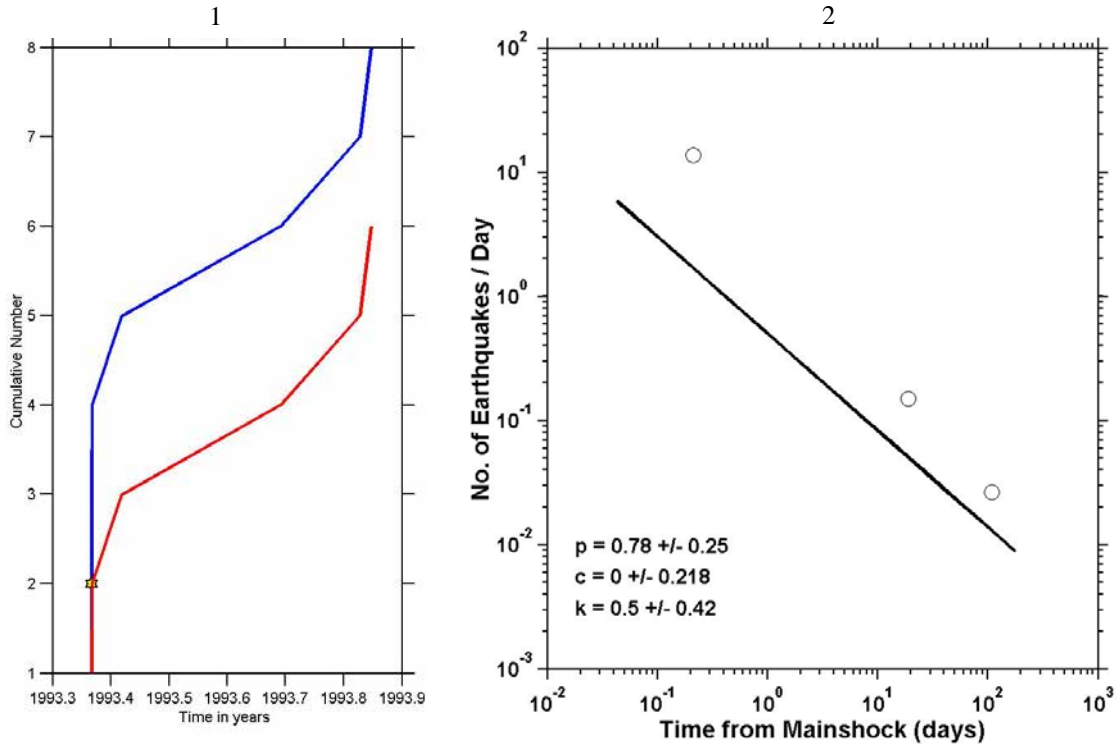


Figura B11.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k .



- *Evento 32 de 1997.54 con $M=6.3$, ubicado en Oaxaca.*

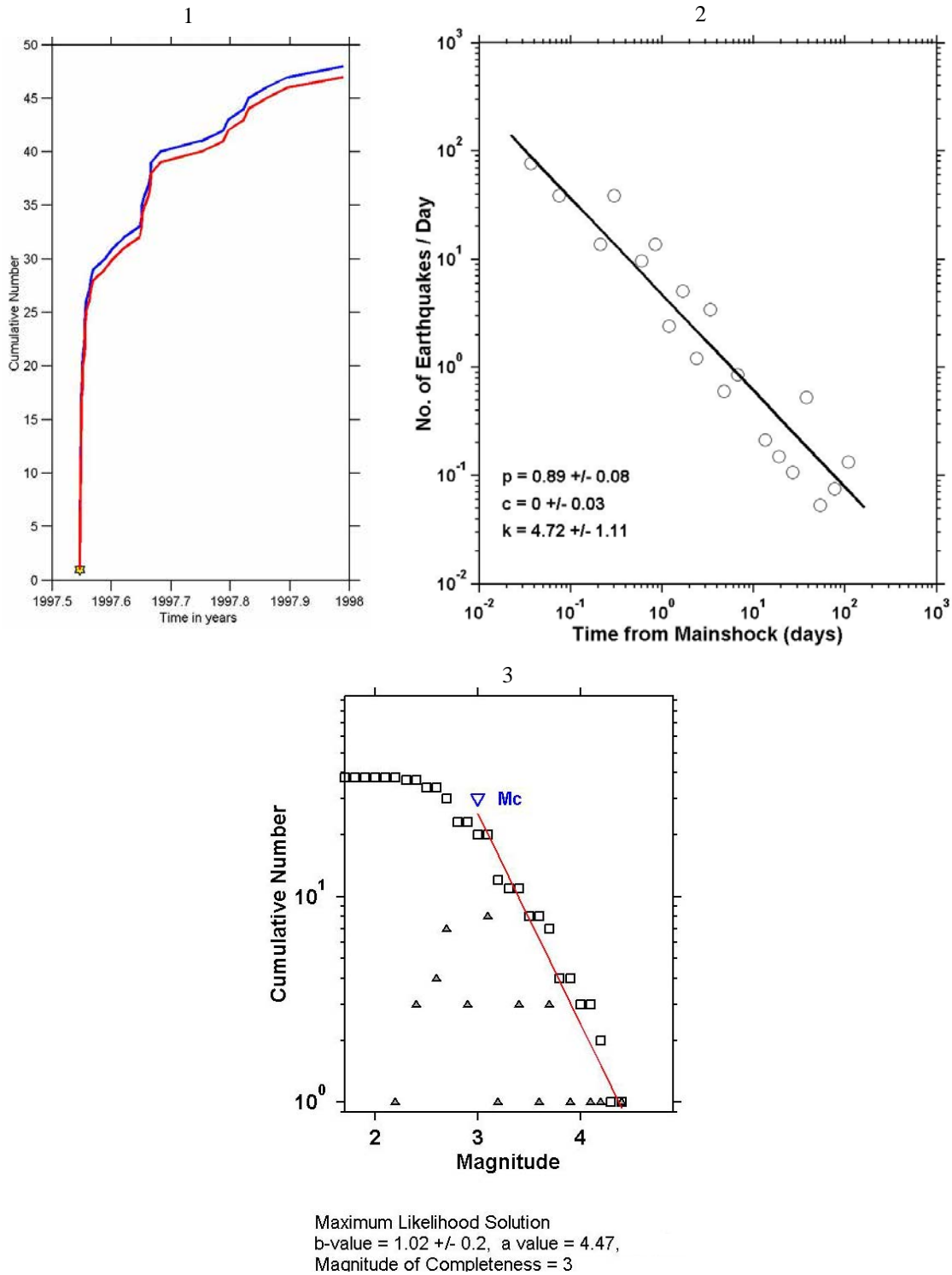


Figura B12.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.0$



- *Evento 33 de 1996.15 con $M=6.9$, ubicado en Oaxaca.*

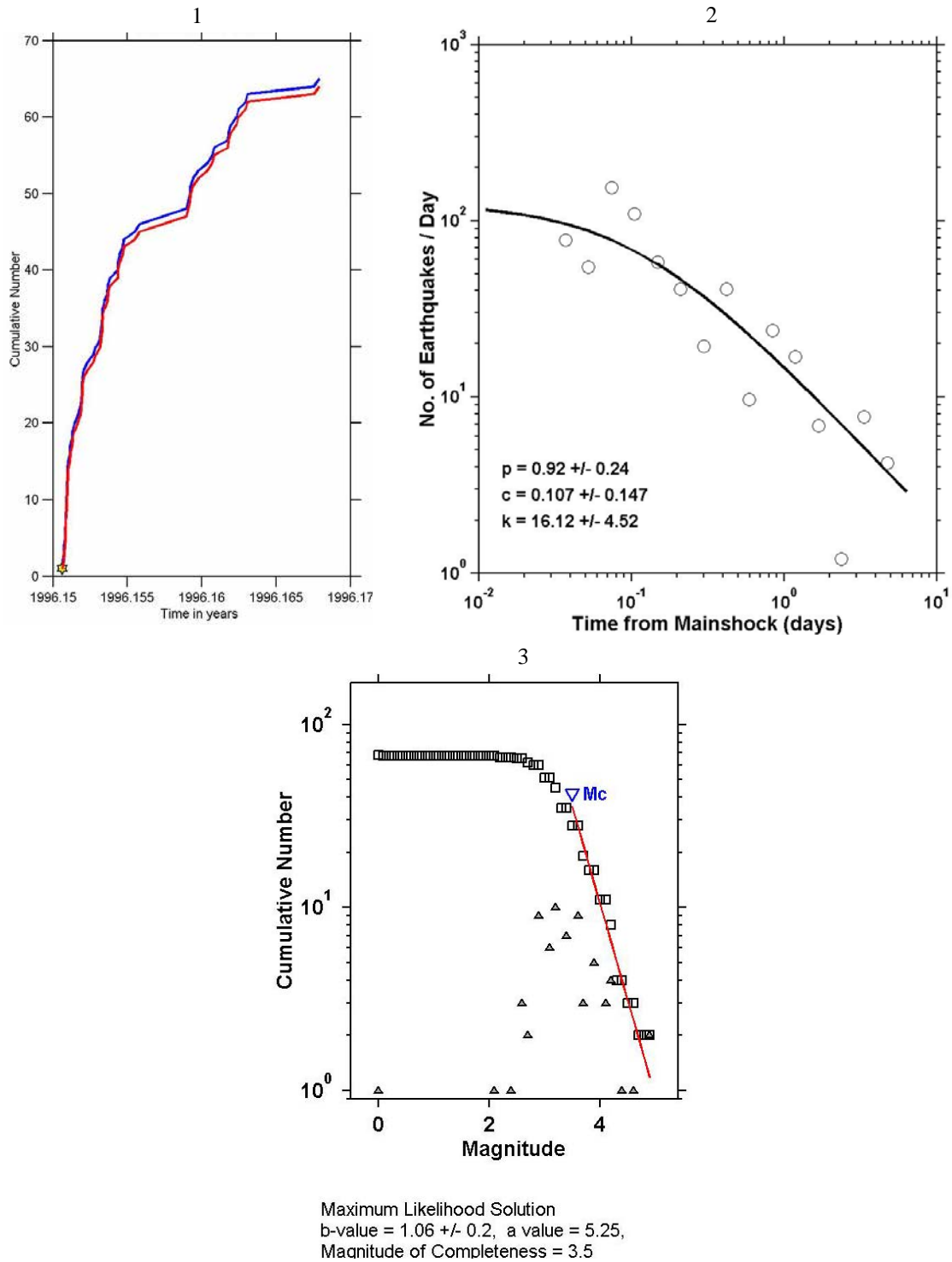


Figura B13.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.5$



- *Evento 37 de 1998.09 con $M=6.2$, ubicado en Oaxaca.*

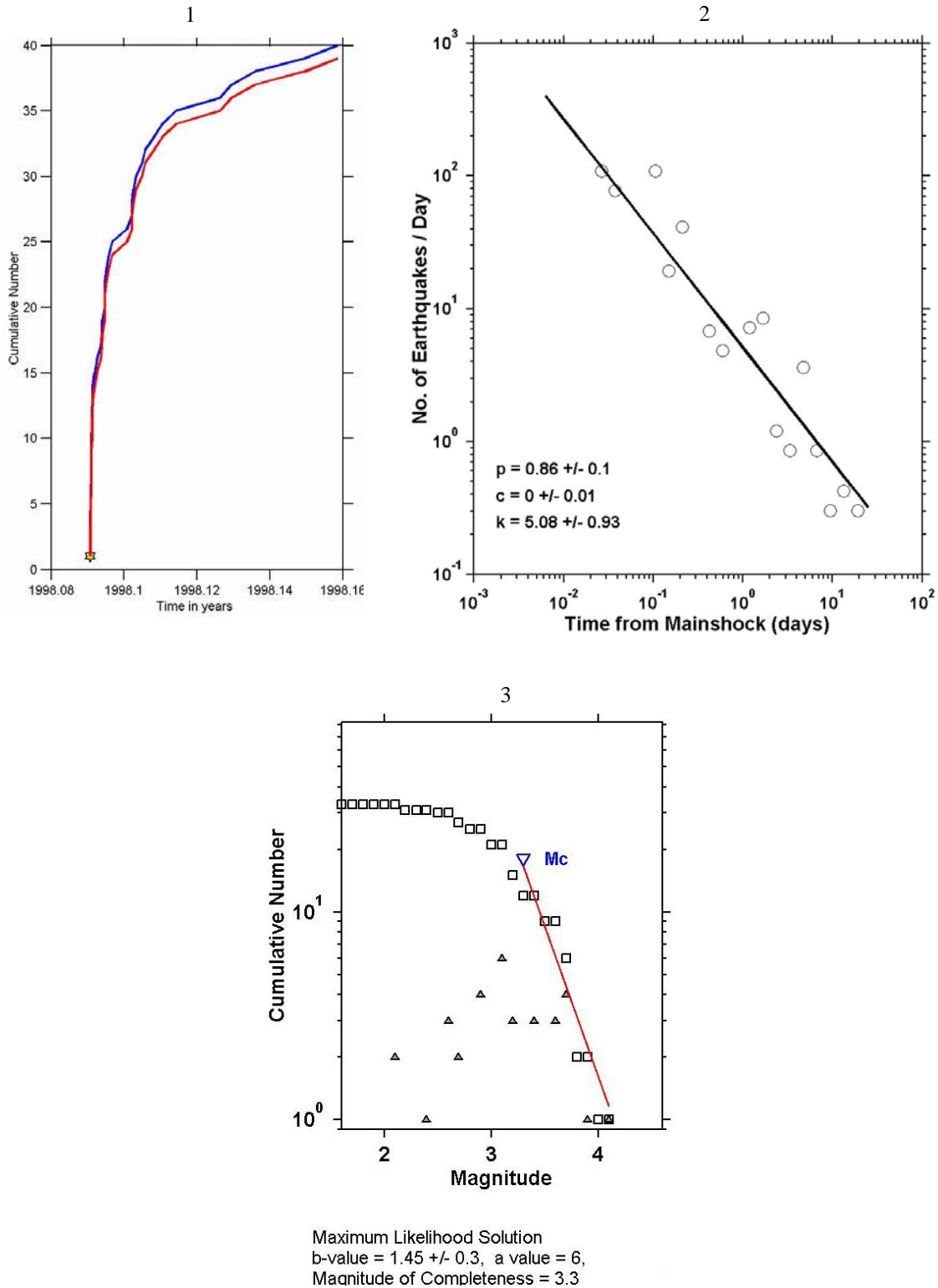
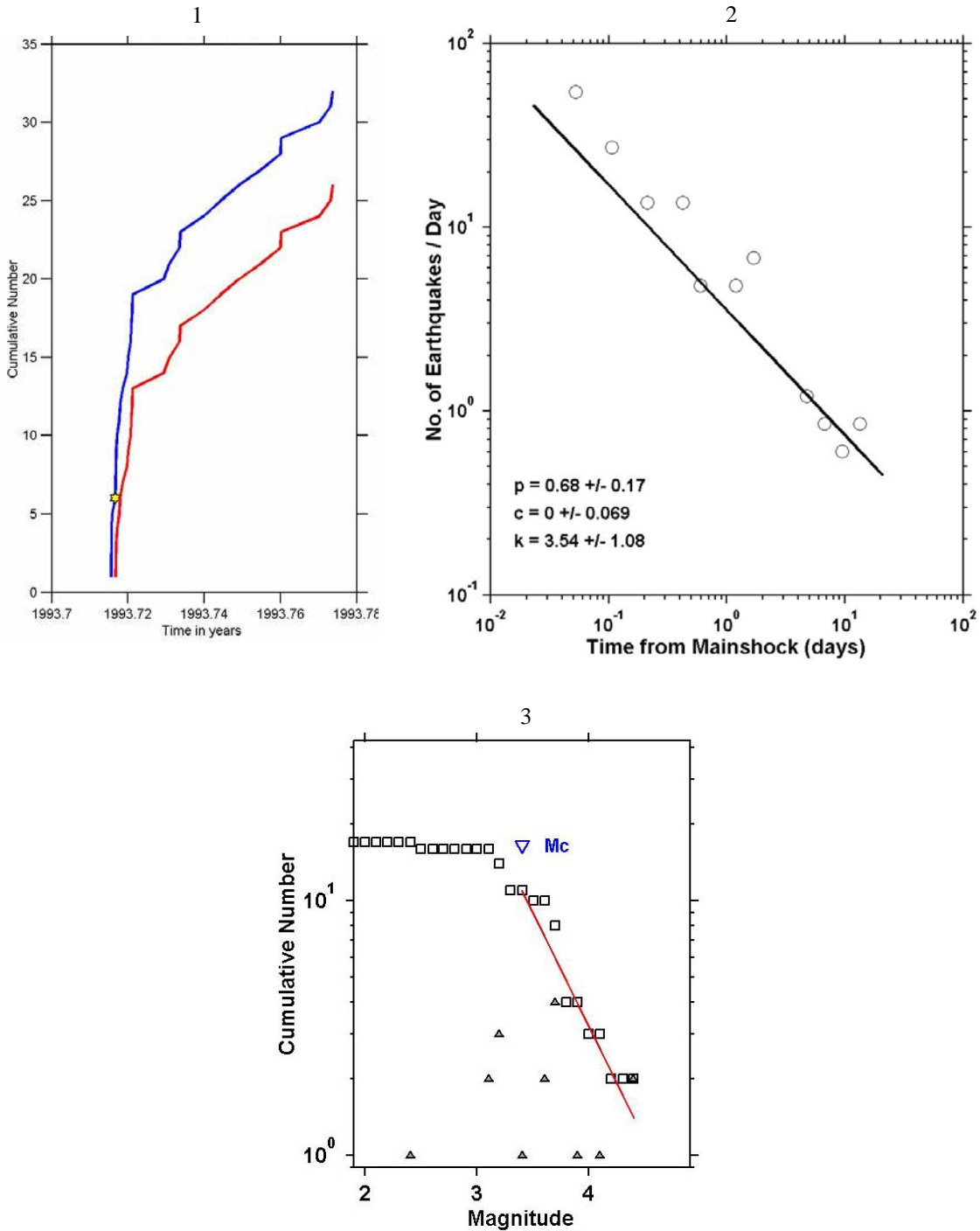


Figura B14.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.3$



- *Evento 43 de 1993.71 con $M=6.3$, ubicado en Chiapas.*



Maximum Likelihood Solution
b-value = 0.893 ± 0.2 , a value = 4.08,
Magnitude of Completeness = 3.4

Figura B15.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.4$



- *Evento 44 de 1993.69 con $M=7.3$, ubicado en Chiapas.*

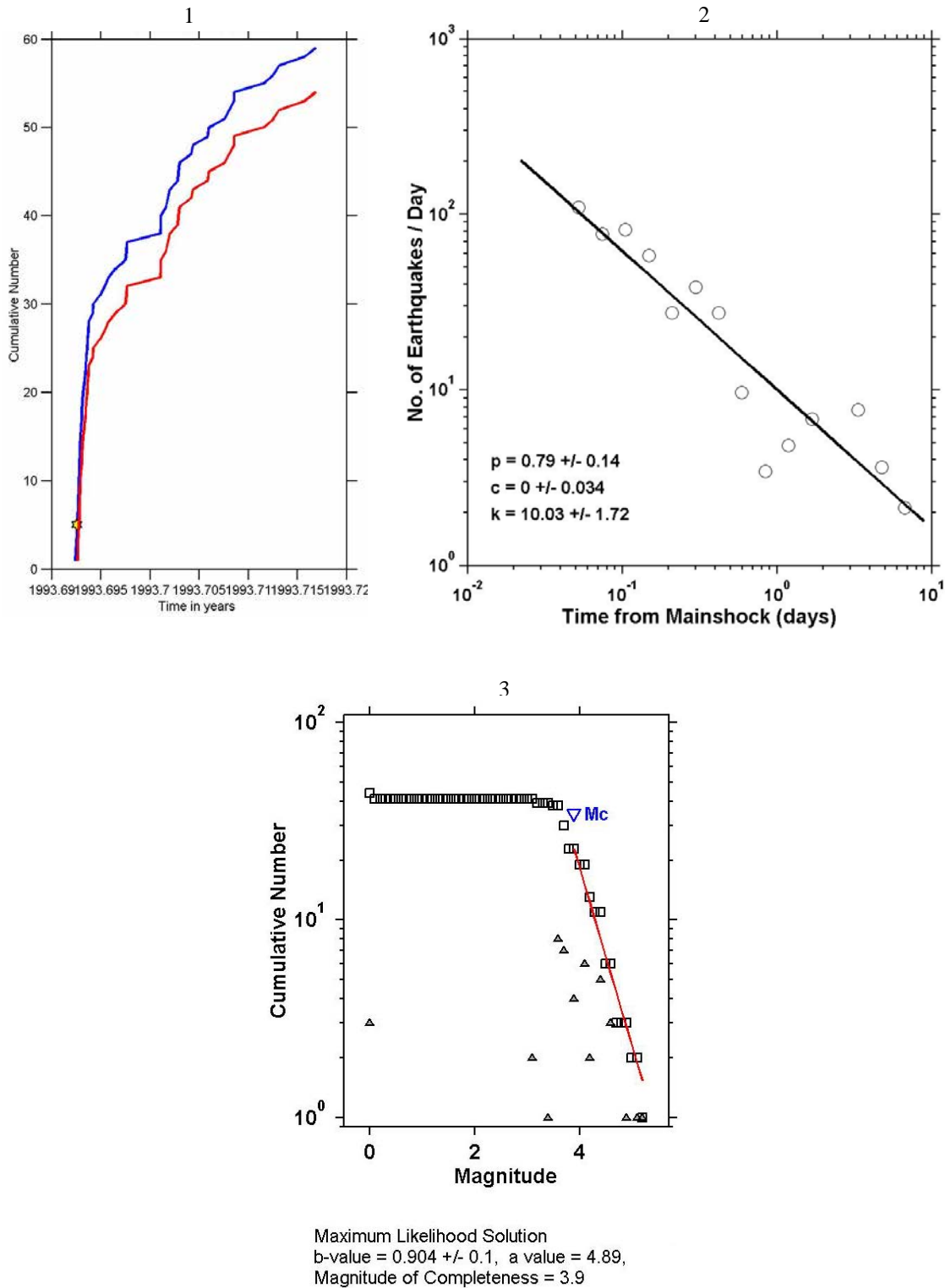


Figura B16.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.9$



- *Evento 47 de 2003.05 con una $M=6.3$, ubicado en Guatemala.*

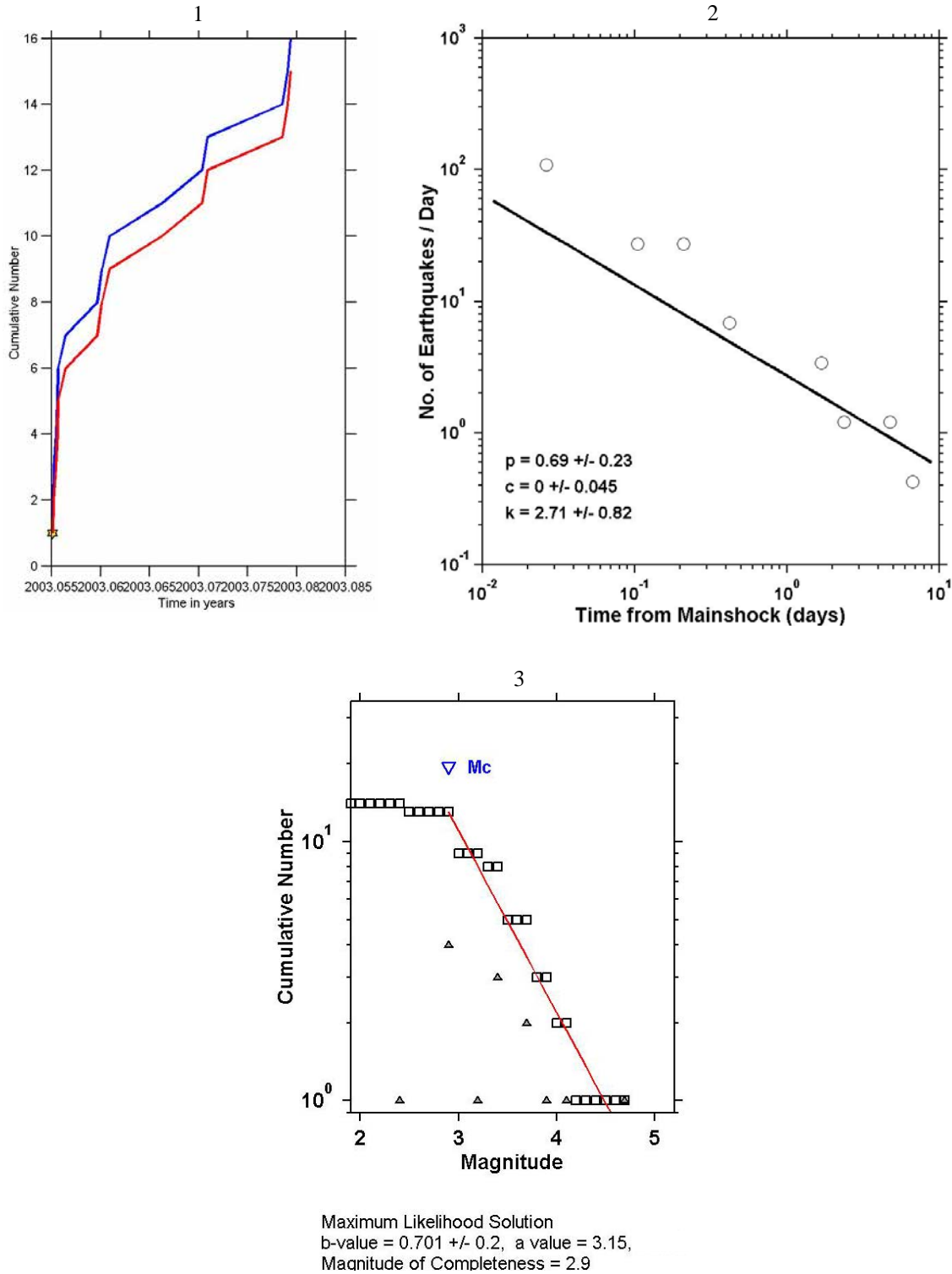


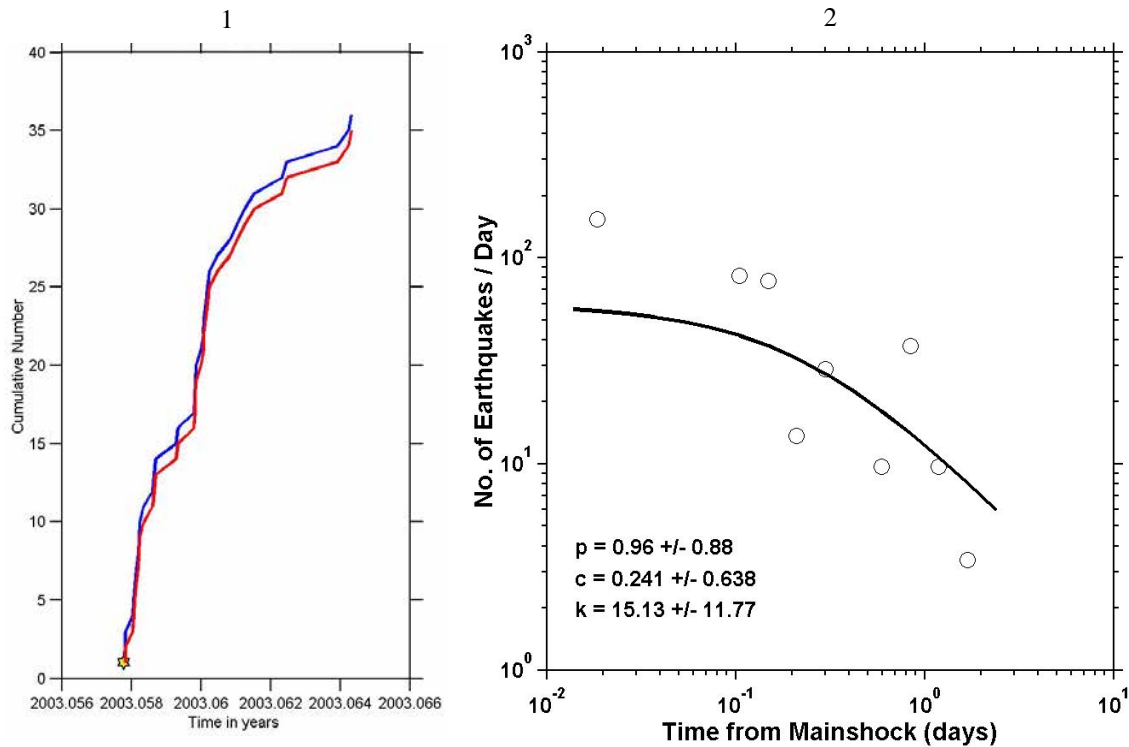
Figura B17.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.9$

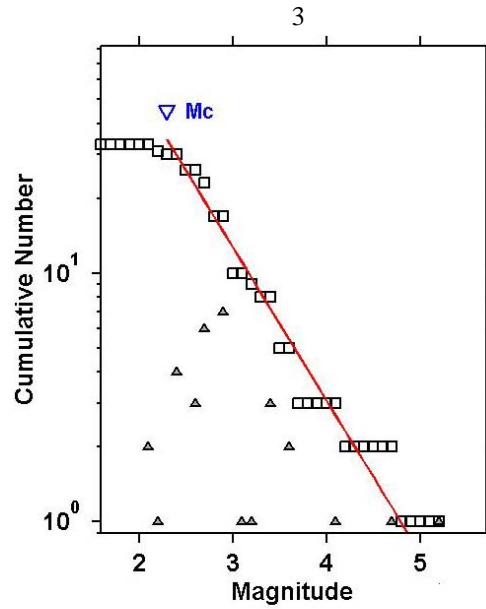


APÉNDICE C

A continuación se muestran las gráficas de los resultados para los eventos a los que fue posible determinar los parámetros de sus secuencias de réplicas por medio del método de enjambres empleando el algoritmo de Reasenberg (1985) y los cuales no fueron presentados en el texto. Para cada evento se muestran las gráficas del valor p y b así como la sismicidad contra tiempo que corresponde a los eventos que ocurren dentro del área de máxima afectación:

- *Evento 18 de 2003.05 con $M=7.6$, ubicado en Colima.*





Maximum Likelihood Solution
b-value = 0.617 +/- 0.1, a value = 2.96,
Magnitude of Completeness = 2.3

Figura C1.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.3$



- *Evento 29 de 1993.81 con $M=6.6$, ubicado en Guerrero.*

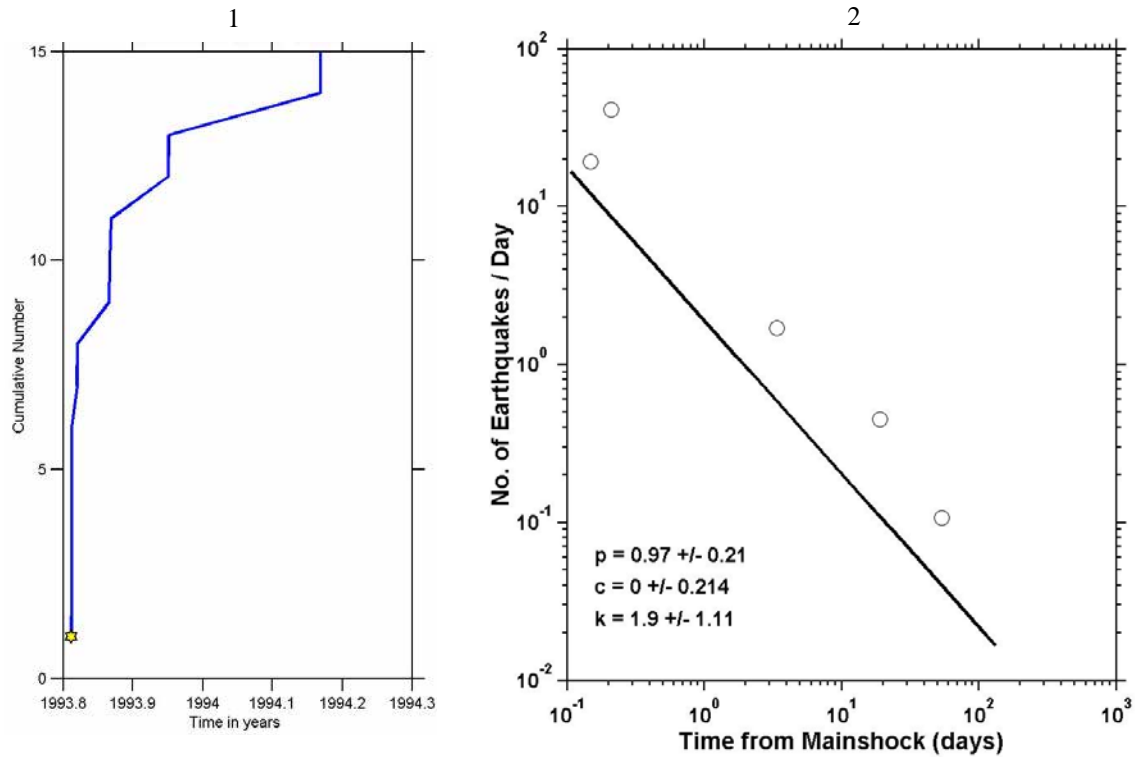


Figura C2.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k .



- *Evento 30 de 1995.70 con $M=7.2$, ubicado en Guerrero.*

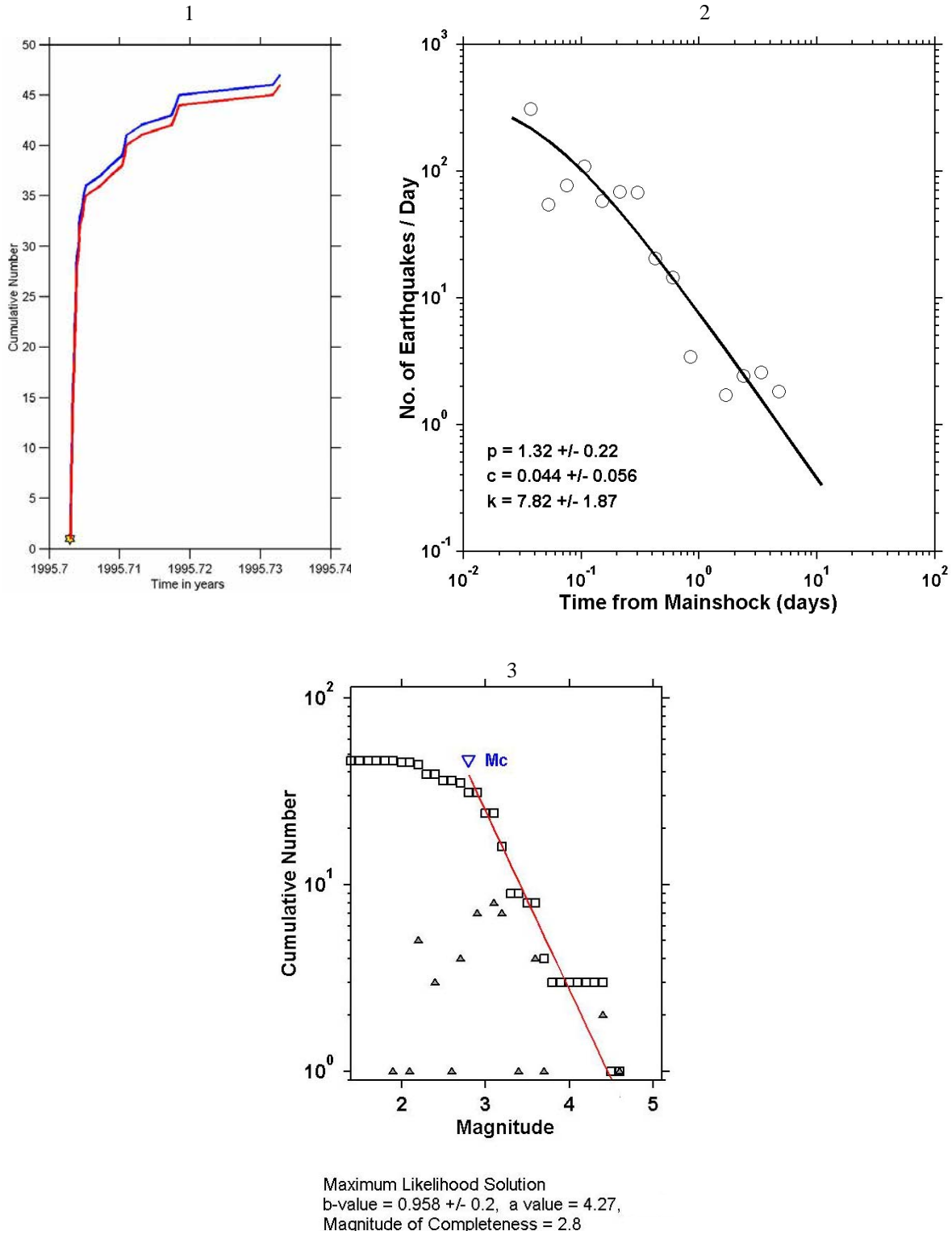


Figura C3.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.8$



- *Evento 32 de 1997.54 con $M=6.3$, ubicado en Oaxaca.*

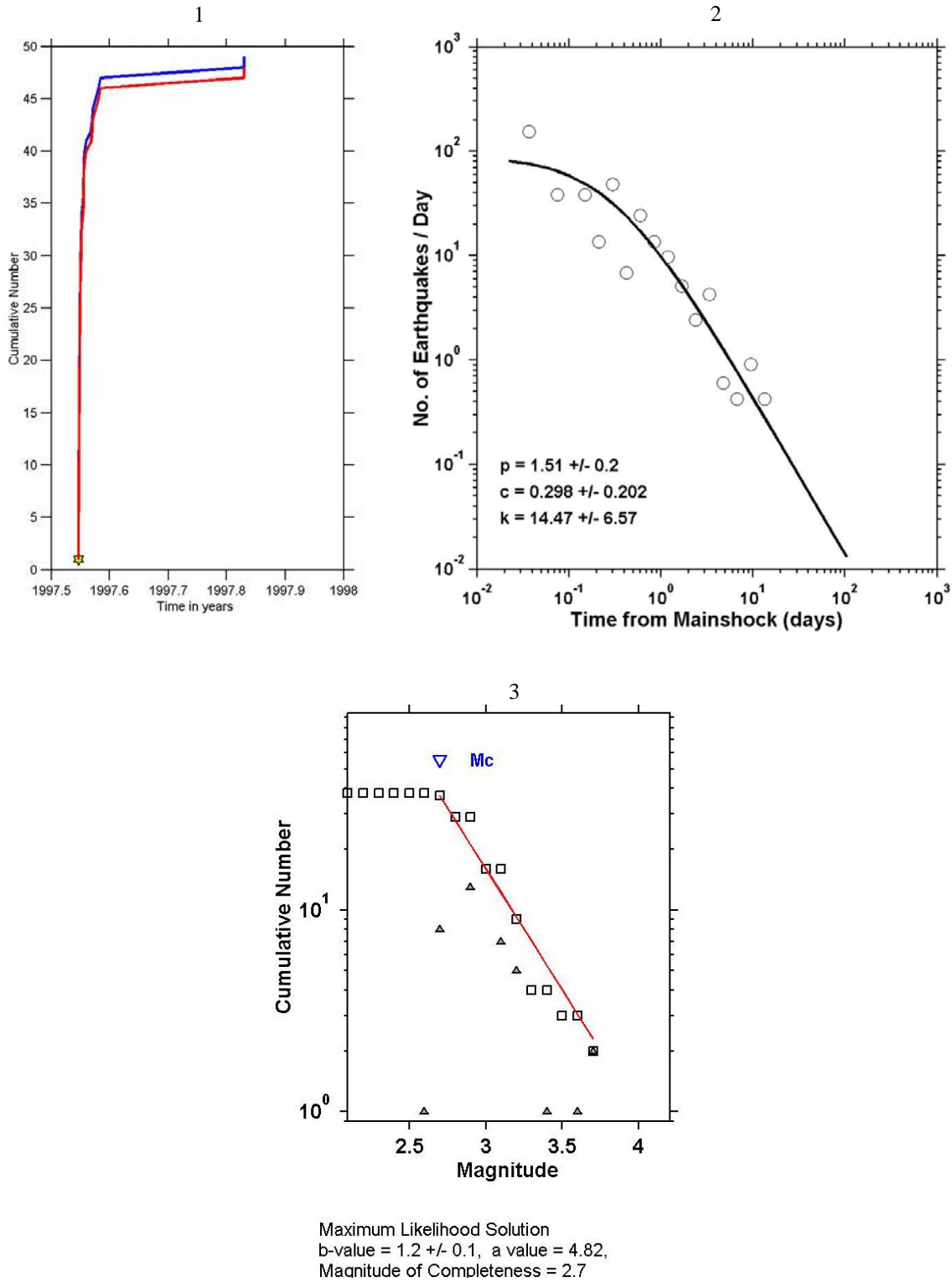


Figura C4.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=2.7$



- *Evento 33 de 1996.15 con $M=6.9$, ubicado en Oaxaca.*

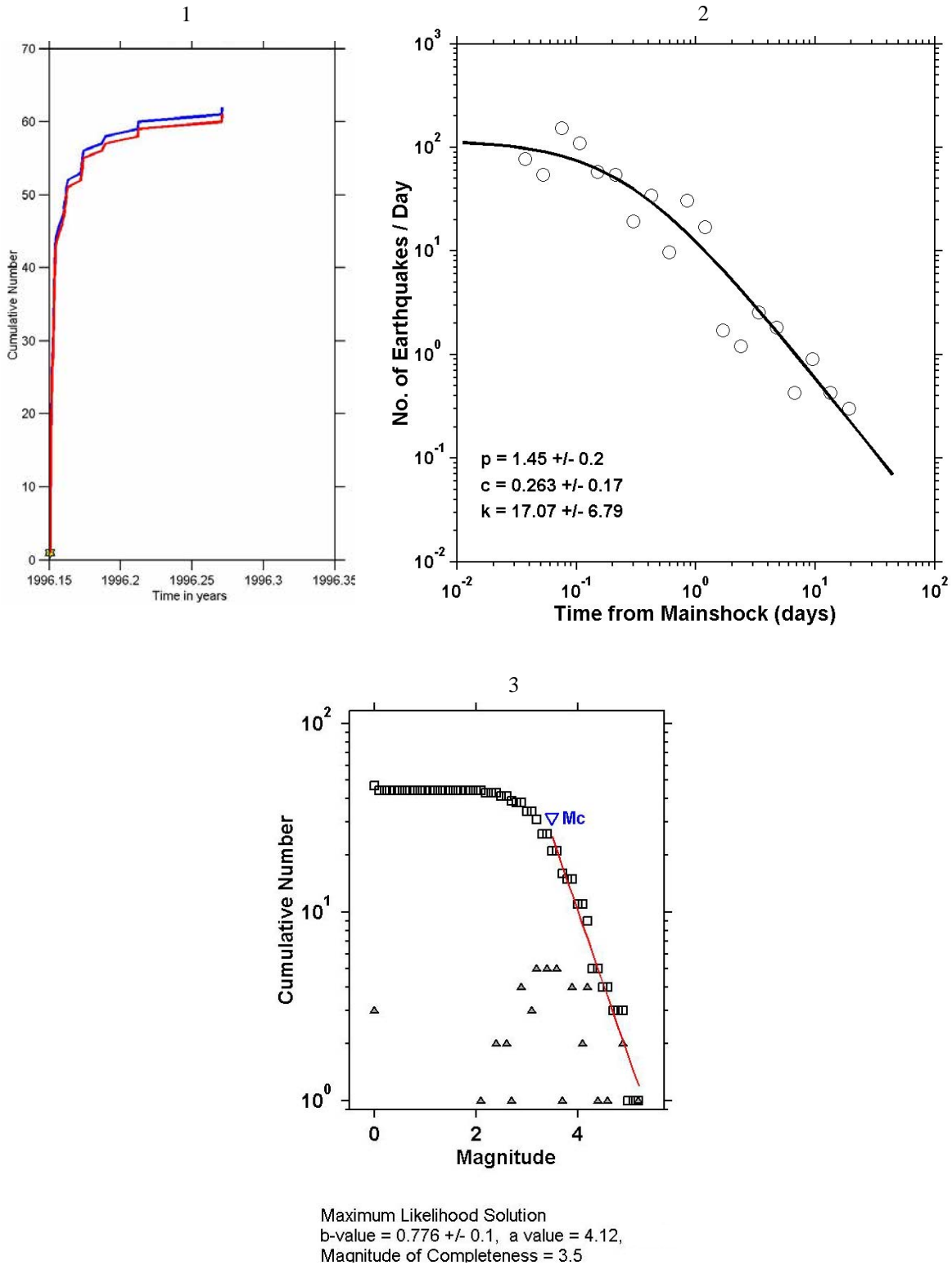


Figura C5.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.5$



- *Evento 44 de 1993.69 con $M=7.3$, ubicado en Chiapas.*

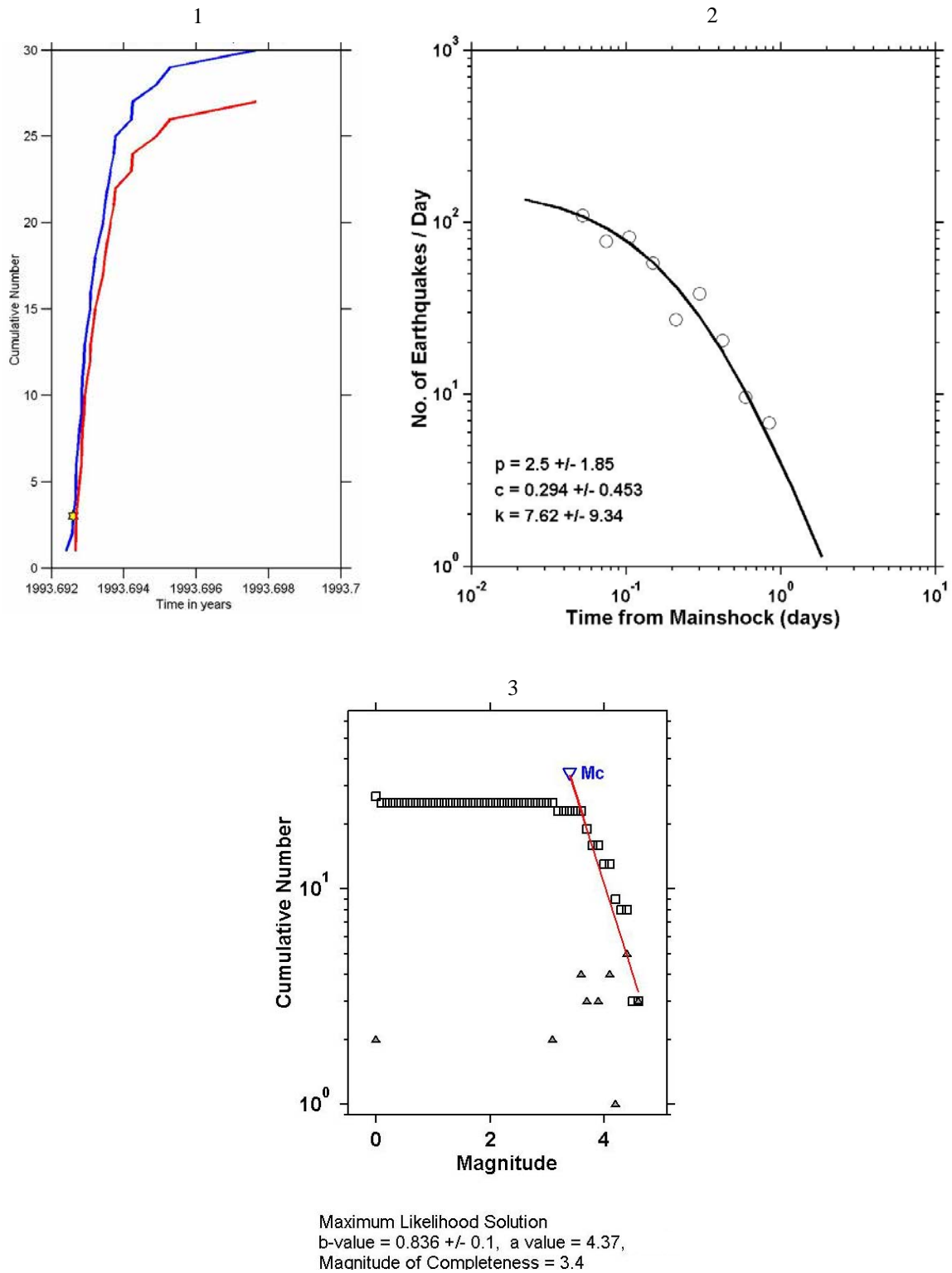


Figura C6.- 1.- Gráfica de número acumulativo contra tiempo (secuencia de réplicas), 2.- Gráfica de ajuste para el cálculo de los valores p, c y k ; 3.- Gráfica para el cálculo de los valores b y a , con una $M_c=3.4$