

Revista Electrónica Nova Scientia

No extensividad en catálogos sísmicos de
Panamá

No extensividad en catálogos sísmicos de
Panamá

Dustin Samudio¹, Pablo Weigandt¹, Jaime Toral B² y

Oscar Sotolongo-Costa^{3,4}

¹Departamento de Física, Universidad Autónoma de Chiriquí, Chiriquí, Panamá

²Unidad de Ingeniería Geotécnica, Canal de Panamá

³Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma del Estado de Morelos, México

⁴Cátedra de Sistemas Complejos “Henri Poincaré”, Universidad de La Habana

México – Panamá - Cuba

Oscar Sotolongo. E-mail: osotolongo@uaem.mx

Resumen

En este estudio se compara la distribución de magnitudes sísmicas de tres diferentes catálogos en el Istmo de Panamá, y se analiza el ajuste con la ley Sotolongo - Posadas (S-P) de distribución de la energía de los terremotos. Se observó un buen ajuste del modelo con los datos de los catálogos cuando estos poseen completitud, lo cual resulta un elemento a favor de la elaboración de modelos sísmicos en base a la entropía de Tsallis.

Palabras clave: Terremotos, estadística no extensiva, entropía, Tsallis

Recepción: 05-08-2014
2014

Aceptación: 30-09-

Abstract

In this study the distribution of seismic magnitudes of three different catalogs in the Isthmus of Panama, are compared. The Sotolongo -Posadas (S-P) law of energy distribution of earthquakes is used to adjust them. A good fit with data is observed when catalogs are complete, what argues in favour of seismic models based in Tsallis entropy.

Keywords: Earthquakes, non-extensive statistics, entropy, Tsallis

Introducción

Por interés de las compañías constructoras del canal, Panamá fue el primer estado en el continente americano que operó instrumental sismológico desde 1882, y logro registrar sismos interrumpidamente a partir de 1900. Incluso expresa el primer evento del catálogo del Centro Sismológico Internacional (ISC) que inicia en enero de 1904. Sin embargo, es a partir de dos décadas atrás que la región dispone de redes instrumentales relativamente densas, para mejorar el monitoreo y la precisión hipocentral de los eventos locales.

El modelo comúnmente empleado al estudiar la liberación de energía en una zona sísmogénica cualquiera, e inicialmente definida para eventos independientes, está basado en la distribución de magnitudes según el modelo estadístico de Gutenberg y Richter (1944). Este establece una relación lineal entre la magnitud y la frecuencia con que ocurre la sismicidad de fondo, los episodios de liberación de energía sísmica, enjambres y todo grupo de eventos dependientes. La expresión matemática del modelo GR (Gutenberg y Richter) es:

$$\text{Log } N(m) = a - bm \quad (1)$$

En donde: m es una similar magnitud sísmica; $N(m)$ es el número de eventos con magnitud mayor o igual a m . El parámetro a establece el nivel de actividad de la sismicidad regional o productividad sísmica, es decir, el total esperado de eventos en la región. La pendiente de la recta b expresa en sí a un parámetro que indica la proporción entre sismos pequeños en relación a los grandes liberados o por liberar, lo cual suele variar obedeciendo a cada zona al igual que el máximo esperado al extrapolar. Aunque el valor de b es considerado muy estable regionalmente, conlleva variaciones que normalmente son menores que los límites de incertidumbre. En ambientes normales de la sismicidad de fondo este valor b usualmente fluctúa alrededor de 1.0; pero suele incrementarse eventualmente hasta 2.5 durante intensa liberación de energía en secuencias de réplicas, luego de sismos grandes y superficiales (Olami et al, 1992; Toral et al, 1997). También suele decaer drásticamente al haber poca actividad de sismos pequeños, por lo que se le ha intentado utilizar como un parámetro precursor.

La expresión (1) fue desarrollada mediante observaciones estadísticas sobre la distribución de la frecuencia acumulada del tamaño de los terremotos, sin tomar en cuenta los aspectos físicos involucrados en el proceso de generación de los sismos. La representación

gráfica de esta relación para los diferentes catálogos refleja que tanto para las magnitudes pequeñas ($m < 2.5$) como para las altas ($m > 7.5$) la dependencia no se cumple. Es habitual considerar que esto es debido, en el caso de pequeñas energías, al umbral de sensibilidad señal-ruido de los instrumentos para lograr soluciones epicentrales satisfactorias. Sin embargo, la discrepancia en las magnitudes altas bien puede ser una limitación de la ley de Gutenberg-Richter, aunque en magnitudes muy altas no puede descartarse que los sismos estén sub o sobremuestreados. Como quiera, la ley GR no ha demostrado posibilidad de cubrir todo el rango de magnitudes,

Algunos modelos muy conocidos como el de Burridge-Knopoff (1967) o el de Olami et al. (1992) se enfocan en una fenomenología mecánica a través de imágenes simples que capturan aspectos esenciales de la naturaleza de los sismos, en particular a través del deslizamiento relativo de placas así como la existencia de un umbral para el desencadenamiento de la energía en el sistema modelo. Entre estos modelos se incluye al propuesto por De Rubeis et al (1996).

Una virtud de este último modelo consiste en que propone una imagen en que las placas no son lisas, sino que presentan asperezas cuyo tamaño sigue una distribución gaussiana, de modo que al interactuar un bloque o placa con la otra puede ocurrir una rotura de alguna de las asperezas que obstruya el desplazamiento relativo de las placas, siendo la energía liberada proporcional al tamaño de dicha aspereza. Así, la ley GR se reprodujo computacionalmente demostrando que un modelo de deslizamiento a saltos (stick-slip) en una falla puede modelar bastante bien la sismicidad en grandes áreas caracterizadas por una amplia diversidad de tamaños de fallas, profundidades, cambios en composición geológica, actividad volcánica, etc.

La ley de Gutenberg-Richter (GR) tiene en cuenta la sismicidad en grandes áreas geográficas (regiones sísmicas). Esta es una ley estadística que no está conectada con ningún mecanismo ni principio general de la física. Gran parte de los intentos por construir una teoría física para describir características de los terremotos, no han podido superar el análisis descriptivo empírico y ha sido muy difícil tener en cuenta problemas tan complejos como las propiedades de las fracturas, de las dislocaciones a gran escala, de la producción de calor e infrasonido, entre otras, que constituyen fenómenos altamente complejos. De ahí que es necesario y oportuno analizar este fenómeno desde la perspectiva de la física estadística. Si en la descripción de los procesos sísmicos le damos un lugar importante a las roturas súbitas de fallas geológicas en la corteza

terrestre, caracterizados por interacciones de largo alcance en toda la región sísmica, se hace atractivo en esta investigación utilizar los recursos de la física estadística no extensiva.

Método

El modelo S-P

Hoy en día, está muy generalizada la imagen de terremotos debido al movimiento relativo de los planos de fallas geológicas, en los que las dimensiones y propiedades de fricción de la falla desempeñan el papel determinante. Así, un modelo muy utilizado para explicar los terremotos es el modelo de bloques deslizantes de Burridge-Knopoff (1967). Este y otros modelos recurren a imágenes de tipo mecánico. Aunque este modelo se acerca a la realidad en la producción de series sísmicas no presenta una teoría física con expresiones explícitas de la probabilidad de ocurrencia de los terremotos. Hasta donde sabemos, la introducción de una imagen geométrica a la dinámica sísmica donde se incluyó la influencia de los perfiles de los bloques tectónicos fue hecha por primera vez por De Rubeis et al (1996) para simular la distribución de energía en los terremotos.

Recientemente han surgido otros modelos para la dinámica de terremotos relacionados con una formulación físico-estadística no extensiva, mediante la maximización de la entropía de Tsallis (Tsallis 1988), como lo es el modelo presentado por Sotolongo-Costa y Posadas (2004) sobre la interacción de fragmentos y asperezas entre las fallas, abreviado como modelo S-P. Asimismo, otros autores, como Silva et al (2006) y Telesca & Chen (2010) han aplicado esta idea, con modificaciones, al estudio de la distribución de energías de terremotos en diversas regiones obteniendo igualmente muy buenos resultados.

Estos no son los únicos estudios en el área de la sismología empleando la entropía de Tsallis. La literatura en este aspecto es abundante y vale la pena mencionar como botón de muestra reciente los trabajos de Celikoglu y Tirnakli (2012), Vallianatos y colaboradores (2012, 2013, 2014), y otros. Sin embargo, los trabajos más cercanos al tema que aquí tocamos, es decir, la relación entre fragmentos y terremotos son los ya mencionados de Silva et al (2006) y Telesca & Chen (2010). Una abundante y actualizada bibliografía sobre la entropía de Tsallis y aplicaciones, incluida la Geofísica, puede hallarse en tsallis.cat.cbpf.br/TEMUCO.pdf.

El modelo S-P considera que las superficies de los bloques tectónicos son irregulares y que el espacio entre ellas contiene fragmentos triturados de forma diversa. La idea fundamental de este modelo consiste en el hecho de que el espacio entre las fallas se rellena con los residuos de material de la dinámica de ruptura entre los bloques tectónicos a velocidades y direcciones diferentes (Figura 1).

La gran presión existente entre dos placas condiciona la interacción entre las asperezas de las placas y los fragmentos, donde eventualmente los fragmentos pueden actuar como rodamientos que faciliten el desplazamiento relativo interplaca, como sugiere Herrmann y colaboradores (1990), en tanto el modelo S-P admite que los fragmentos, al ser irregulares, pueden también impedirlo, hasta que los esfuerzos se incrementen a un punto en que las placas venzan la resistencia de los fragmentos interpuestos entre sus asperezas. Así, para dar una imagen más realista de los sismos en el marco de este modelo, es necesario reconocer el papel de los fragmentos interplaca.

Por otro lado, dichos fragmentos provienen de un fenómeno donde las interacciones son de largo alcance, como la rotura intempestiva y violenta de las fracturas o zonas débiles de las placas, por lo cual la física estadística involucrada en la descripción de la fragmentación debe acudir a una descripción no extensiva, como se sugirió por Sotolongo-Costa et al (2000), donde el empleo de la entropía de Tsallis permitió reproducir las características esenciales del escalamiento en la distribución de tamaño de los productos de una fragmentación. Entonces, en este modelo la distribución de energía de los terremotos debe reflejar de alguna manera la distribución de tamaño de los fragmentos de rocas.

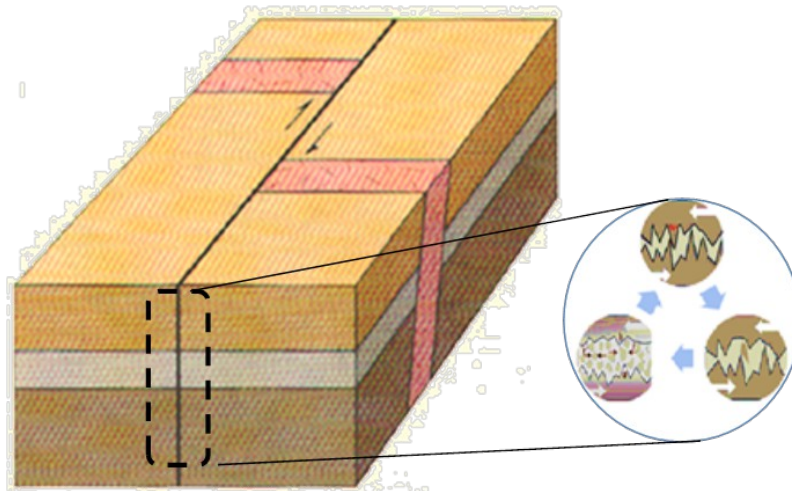


Figura 1. El movimiento relativo de las superficies de las placas ejerce una presión entre las superficies irregulares de las placas y entre éstas y los fragmentos interplacas provocando en esencia el conocido fenómeno de “stick-slip”.

Así, en el modelo S-P la relación frecuencia-magnitud se puede explicar mediante la asignación de un papel fundamental a la existencia de fragmentos, con tamaño de dimensión lineal r , entre los planos de la fractura. (Esta relación se ilustra en las figuras 1 y 2). Como los fragmentos grandes son más difíciles de liberar que los pequeños, esta energía ε , liberada durante un terremoto, es proporcional a r , de modo que la distribución de energía de terremotos generados por este mecanismo puede reflejar la distribución del tamaño de los fragmentos entre los bloques. La figura 2 adelanta los resultados que se obtienen aplicando el modelo a un catálogo que contiene sismos desde 1999 hasta 2012. Se representa el ajuste tanto en escala logarítmica como lineal para ilustrar la bondad del ajuste. En el trabajo de Sotolongo-Costa y Posadas (2004) puede verse en detalle los resultados, donde en ambas escalas y con los mismos valores de los parámetros se obtienen buenos resultados para los catálogos de La Península Ibérica, Almería y California.

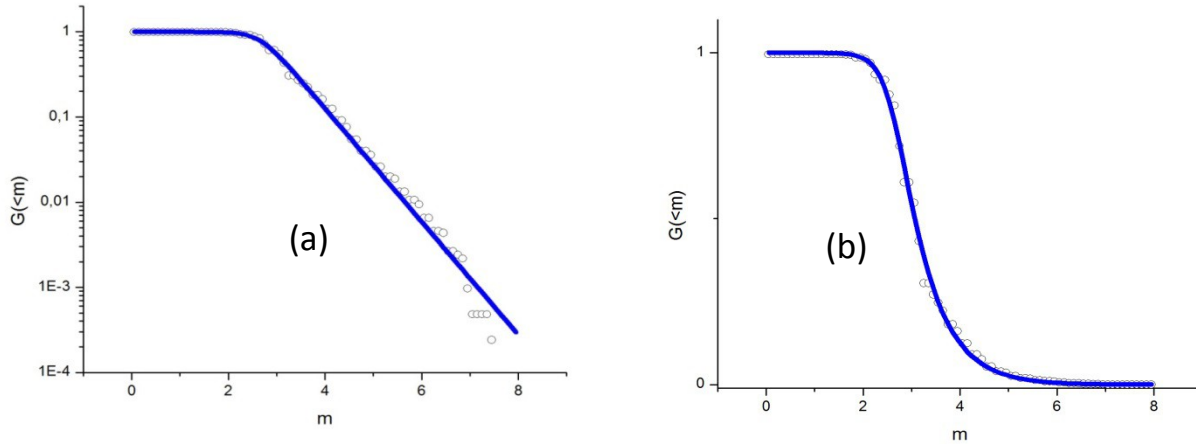


Figura 2: Representación de la relación frecuencia magnitud. (a) en escala logarítmica, (b) en escala lineal. Puede observarse el buen ajuste de la data en ambos casos. Esta representación contiene el registro de epicentros de todo el Territorio Nacional de Panamá. Aunque el catálogo completo tiene eventos desde 1800 solo entran en la curva los incluidos desde el año 1999 hasta diciembre de 2012 que es cuando se observa un registro más o menos "completo". La curvatura de la gráfica, localizada en lo que llamaremos "región no extensiva" ($m < 3$), al igual que en la región de altas magnitudes puede ser explicada, como veremos, asignando un papel fundamental a la existencia de fragmentos entre los planos de falla de la rotura. La fórmula de Gutenberg-Richter, en cambio, no da cuenta de esto.

Ahora el problema es obtener la función de distribución por tamaño a partir del principio de máxima entropía utilizando la entropía de Tsallis S_q con las condiciones adecuadas. La entropía de Tsallis para este caso es de la forma:

$$S_q = k \frac{1 - \int p^q(\sigma) d\sigma}{q - 1} \quad (2)$$

Donde $p(\sigma)$ es la densidad de probabilidad de encontrar un fragmento de superficie relativa σ , q es un número real conocido como "parámetro de no extensividad" y k es la constante de Boltzmann. Es fácil demostrar que cuando $q \rightarrow 1$, $S_q \rightarrow S$ donde S es la entropía de Boltzmann.

La formulación de máxima entropía para la entropía de Tsallis implica la introducción de al menos dos restricciones. La primera es la normalización de $p(\sigma)$:

$$\int_0^{\infty} p(\sigma) d\sigma = 1 \quad (3)$$

Y la segunda, la condición del valor medio:

$$\int_0^{\infty} p^q(\sigma) d\sigma = \langle \sigma \rangle_q \quad (4)$$

La función de distribución de tamaño de fragmentos se obtiene entonces por el método de los multiplicadores de Lagrange, es decir, encontrar el valor extremo de S_q/k sujeto a las condiciones dadas por las fórmulas (3) y (4). Para simplificar haremos $\langle \sigma \rangle_q = 1$.

Para aplicar el método de los multiplicadores de Lagrange se define la función Lagrangiana Γ como:

$$\Gamma = \frac{S_q}{k} + \lambda \int_0^{\infty} p(\sigma) d\sigma + \beta \int_0^{\infty} \sigma p^q(\sigma) d\sigma$$

Donde λ y β son los multiplicadores de Lagrange. La aplicación del método de los multiplicadores de Lagrange sigue con:

$$\frac{\partial \Gamma}{\partial p} = 0$$

De donde se obtiene:

$$p(\sigma)d\sigma = \frac{(2-q)^{\frac{1}{2-q}} d\sigma}{\left[1 + (q-1)(2-q)^{\frac{q-1}{2-q}} \sigma\right]^{\frac{1}{q-1}}} \quad (6)$$

Tomando la energía relativa liberada ε proporcional a la dimensión lineal de los fragmentos r y, como σ escala con r^2 , la expresión resultante para la función de distribución de energía de los terremotos debido a este mecanismo de rupturas es:

$$p(\varepsilon)d\varepsilon = \frac{2C_1 k_1 \varepsilon d\varepsilon}{\left[1 + C_2 k_1 \varepsilon^2\right]^{\frac{1}{q-1}}} \quad (7)$$

Con $C_1 = (2 - q)^{\frac{1}{2-q}}$, $C_2 = (q - 1)(2 - q)^{\frac{q-1}{2-q}}$ y $p(\varepsilon) = \frac{n(\varepsilon)}{N}$ que es la probabilidad de la energía de un terremoto, donde $n(\varepsilon)$ expresa el número de sismos de energía ε y N cantidad total del número de terremotos.

Para utilizar la distribución de frecuencia de magnitud, el número acumulativo se calcula como la integral de " ε " a " ∞ " de la fórmula (7):

$$\frac{N(\varepsilon >)}{N} = \int_{\varepsilon}^{\infty} p(\varepsilon) d\varepsilon \quad (8)$$

Donde N es el número total de terremotos y $N(\varepsilon >)$ el número de terremotos con energía mayor que ε . Esta tasa define el número acumulativo relativo, en este caso aplicado a los terremotos con energía mayor que ε .

Por otro lado, la magnitud sísmica $m \propto \log(\varepsilon)$, por lo que puede obtenerse la expresión de la ley S-P en la forma:

$$\log\left(\frac{N_{>m}}{N}\right) = \left(\frac{2-q}{1-q}\right) \log\left[1 + k_1(q-1)(2-q)^{\frac{1-q}{q-2}} \times 10^{2m}\right] \quad (9)$$

Donde $N_{>m} / N$ es la relación entre el número de eventos con magnitud mayor que m y N el número total de terremotos. Esta cantidad o magnitud se conoce como "excedencia" $G(> m)$, q es el parámetro de no extensividad de la entropía de Tsallis y k_1 es la constante de proporcionalidad entre la energía ε y el tamaño de los fragmentos r . Los valores de q y k_1 deben ser ajustados de acuerdo a los datos de cualquier catálogo sísmico homogéneo y completo.

La expresión anterior está basada en una imagen física que cubre las características de la dinámica sísmica de las fallas activas. Dicha expresión, como veremos, describe la distribución de energía en todo el rango de detección de magnitudes, a diferencia de la fórmula netamente empírica de Gutenberg-Richter.

Dicho modelo fue aplicado a la distribución de energía de terremotos en regiones como California y la Península Ibérica, con buenos resultados, por Sotolongo-Costa y Posadas (2004). Aquí, nos proponemos comprobar su aplicabilidad en otras regiones, en este caso particular en una compleja región y de tanto interés como lo es el Istmo de Panamá. Esta es una región compleja que comprende un Punto Triple, Coco-Nazca-Panamá, de frecuente y percibida actividad al suroeste del istmo; además de una sismicidad de baja energía y característicamente difusa en y alrededor del Canal de Panamá, e influida por una incipiente subducción oblicua desde el norte por la placa Caribe hacia el territorio istmeño, en que los focos alcanzan profundidades de hasta 85 km.

Los valores de q obtenidos aplicando el modelo S-P a los catálogos de California, Península Ibérica y Andalucía están entre 1.60 y 1.65. Estos valores permiten juzgar sobre las características de no extensividad que presentan las zonas sísmicas mencionadas. Por otro lado, al aplicar aquí dicho modelo permite poner a prueba su validez y al obtener los valores de q para Panamá tendremos una comparación de cuán lejos de la extensividad se encuentran las zonas sísmicas del Istmo. Esto puede servir de base a hipótesis y criterios sobre la intensidad y extensión de los procesos geológicos en estas regiones.

Resultados

El Istmo de Panamá está ubicado al interior de una Sub-placa rígida e independiente conocida como Bloque Tectónico Panamá-Chocó. La misma está rodeada por otras cuatro grandes estructuras tectónicas: la Placa Caribe, al norte; la Placa de Nazca, al sur; la Sub-Placa Andes del Norte, al este y la Placa del Coco al suroeste, cuyo nombre proviene de la Isla del Coco de Costa Rica.

Por su conformación tectónica y proximidad a límites de placas importantes y dos zonas que concentran puntualmente una interacción triple de placas y bloques, el Istmo de Panamá presenta una capacidad sismotectónica de dimensiones regionales pequeñas y activas moderadamente, como se puede apreciar en la figura 3.



Figura 3: Fragmentación de placas y sub-placas, tipo de bordes y localización sismotectónica de la región de la zona de estudio en y alrededor del Istmo de Panamá.

En el gráfico que se muestra en la figura 4 se ha procesado un catálogo sísmico actualizado hasta diciembre de 2007, que contiene casi toda la sismicidad reportada y/o registrada para el Istmo de Panamá desde 1904 con magnitud mayor a 3.8, homogenizadas a magnitud momento Mw. Dicho catálogo consta de 3,615 sismos, ha sido confeccionado a partir de varios de los catálogos mundiales y recientemente nacionales de los países de América Central. Este catálogo fue elaborado por Wilfredo Rojas para el proyecto RESIS II de evaluación del peligro sísmico regional, (Benito et al. (2008)), y fue proporcionado por el Instituto de Geociencias de la Universidad de Panamá.

En la figura 4 se muestra la actividad sísmica de la región. Las zonas delimitadas por líneas rojas indican únicamente las áreas de estudio. Para realizarlo se utilizaron tres catálogos completamente diferentes, proporcionados por tres agencias independientes. En ningún momento se mezclaron para crear un nuevo catálogo. Los otros catálogos utilizados para dichas zonas se detallarán más adelante. La localización epicentral de los sismos reportados en esos catálogos y utilizados en este estudio no se muestra en la figura 4. La estrella señalada indica la posición epicentral del mayor sismo registrado para Panamá, con una magnitud mayor y extrema de 7.7 para el año 1991.

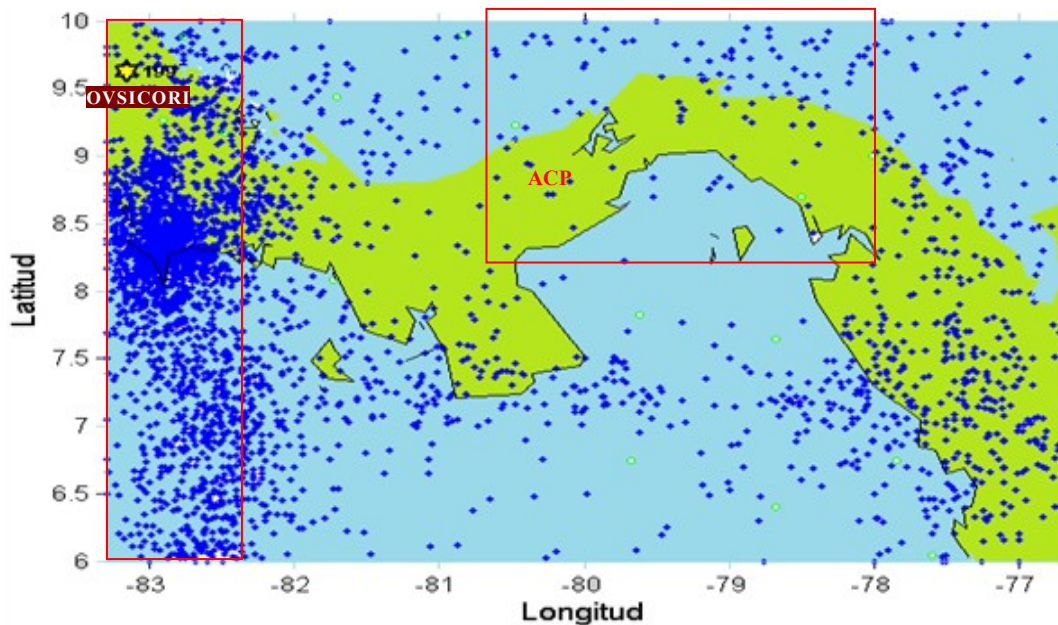


Figura 4: Localización epicentral de la sismicidad ocurrida en el Istmo de Panamá desde el año 1904 a 2007 con $M_w > 3.8$. Ventanas de sismicidad independientes analizadas, tanto del OVSICORI 1984 a 2010 (al occidente) y de la ACP 2005 a 2010 (centro del istmo).

La figura (5) presenta las series sísmicas de los tres catálogos utilizados. Se aprecia, para el catálogo de Geociencias, un marcado incremento de los registros mensuales de la sismicidad a partir de los años 1962 debido a las mejoras de la estación BHP en el canal como parte de la Red Sismológica Mundial (WWSSN). Además, se presenta una importante contribución en los datos de fases de eventos locales de bajas magnitudes, a partir del año 1983, debido a la reinstalación de instrumentos de la Estación Mundial UPA en la Universidad de Panamá. A partir de 1991 se cuenta con una mejor red sísmica telemétrica de cobertura nacional y, en 2004, la Autoridad del Canal de Panamá instaló una red sísmica en Panamá Central. Los catálogos de la red sismológica Costarricense OVSICORI son bastante homogéneos desde 1984, y la de la ACP desde el 2005. Los eventos son reportados en el catálogo de OVSICORI en magnitud de ondas de cuerpo (M_d) y en el catálogo de ACP en magnitud local (M_l).

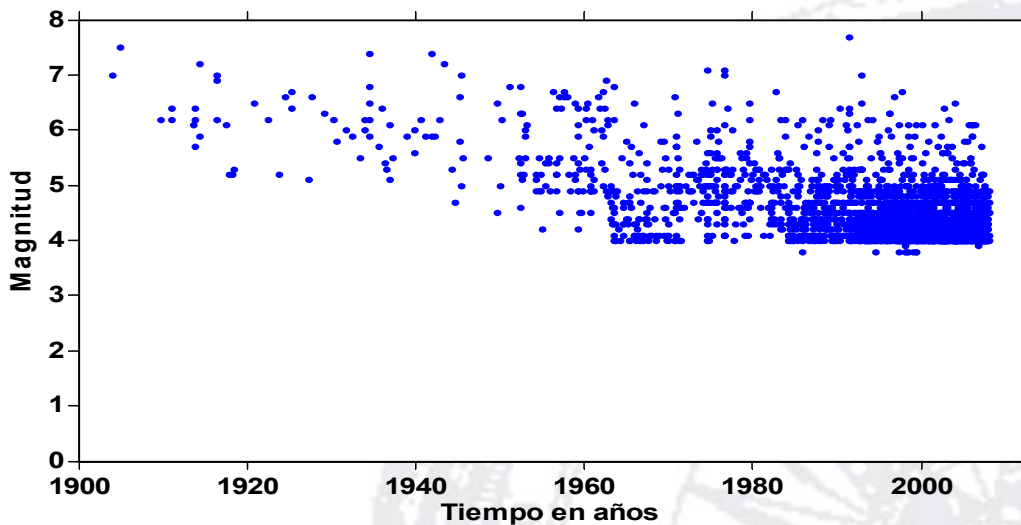
Para ajustar los valores de las constantes con los datos de los diferentes catálogos se utilizó el software Origin que proporciona el algoritmo de ajuste no lineal de mínimos cuadrados de Levenberg-Marquadt. La bondad de ajuste será medida mediante el coeficiente de determinación R^2 , este coeficiente presenta una relación entre la curva de datos extraído de los

diferentes catálogos y la curva de ajuste. El coeficiente R^2 , para ajustes no lineales se puede calcular mediante el uso de la siguiente ecuación:

$$R^2 = 1 - \frac{SS_{rest}}{SS_{tot}} \quad (10)$$

Donde, SS_{rest} es la suma de los cuadrados de los residuos. Esto es, el valor que se reduce al mínimo por el procedimiento de regresión no lineal. El valor $SS_{tot} = \sum_i (y_i - \bar{y})^2$ es la suma de los cuadrados diferencias entre los puntos de datos y el promedio de éstos. Se puede observar que si se minimiza el valor de SS_{res} , el valor de R^2 se acercará a 1. Por tanto, cuanto más cerca está R^2 de 1, mejor es el ajuste de los datos por el modelo.

Se ha ajustado las constantes de la ecuación (9) con el catálogo proporcionado por Geociencias, este catálogo sísmico abarca todo el Istmo de Panamá. Sin embargo, como puede apreciarse en la figura (5), no es un catálogo completo ya que ha sido cortado a partir de la magnitud $M_w = 3.8$; además que lo constituye en su mayoría por sismos de moderada magnitud en el que se han eliminado las réplicas. Los resultados del ajuste utilizando el modelo SP pueden apreciarse en la figura 6.a. En este caso $q = 1.69$ y el coeficiente de determinación es $R^2=0.9702$, mientras que $k_1 = 1.63 \times 10^{-7}$.



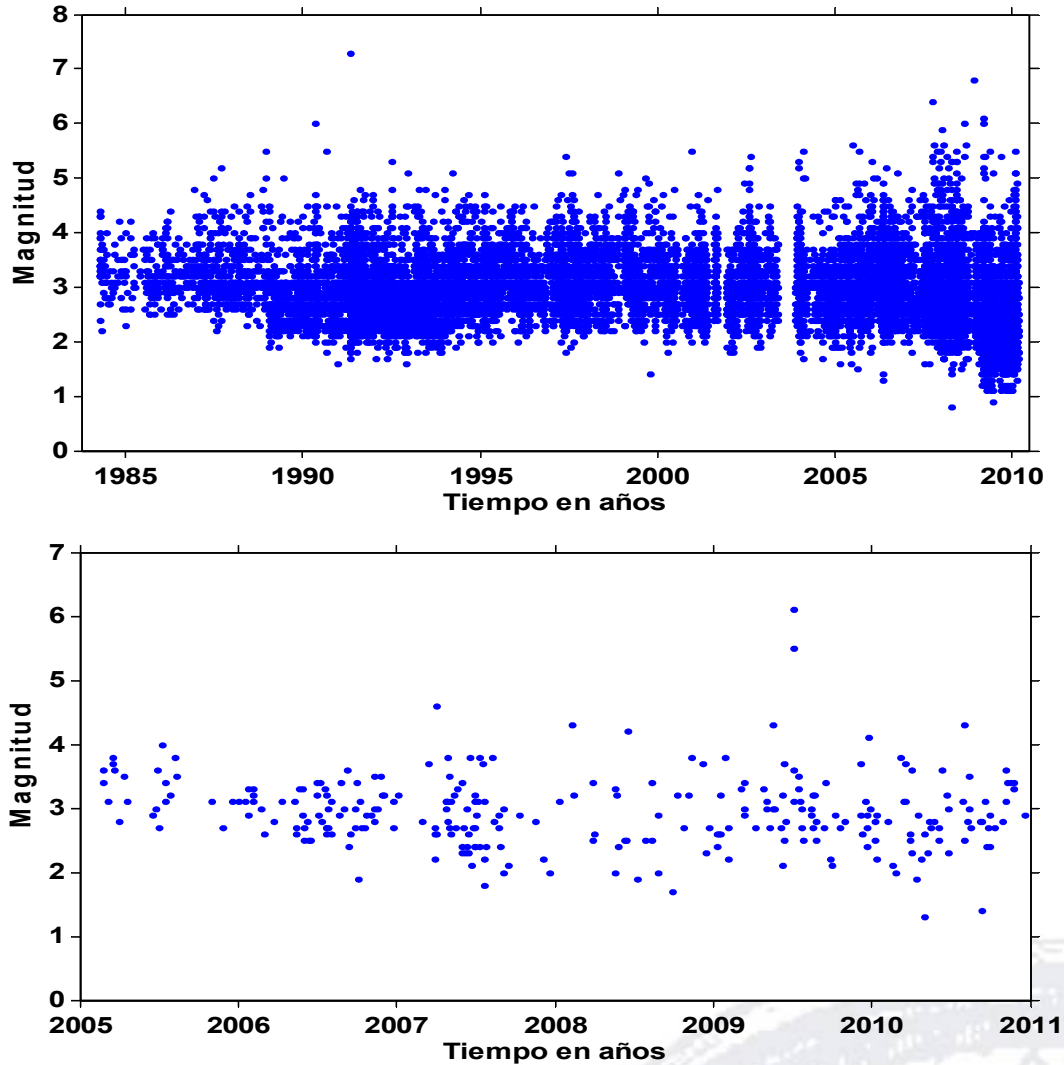


Figura (5). Ventanas de tiempo de los tres catálogos empleados, presentados en el siguiente orden: Geociencias, OVSICORI y ACP.

Por otro lado, aplicando el modelo GR dado por la expresión (1), se obtiene que el valor de b es 0.849, mientras que el valor de a es 6.95 y la magnitud de completitud M_c es 4.0 Mw. Este último valor es conocido como la magnitud mínima de completitud M_c debido a que es la magnitud a partir de la cual el catálogo se puede considerar completo, o sea que incluye todos los eventos ocurridos para esa magnitud y mayores. A partir de este valor se corta el catálogo para encontrar la parte lineal que satisfaga a la relación GR. Lo anterior es un punto importante ya que a diferencia del modelo GR, que no toma en cuenta las magnitudes menores a la magnitud M_c , el modelo SP si incluye estas bajas magnitudes. Como se puede

apreciar en la figura 6, la curva del modelo SP y la recta del modelo GR coinciden en gran parte del recorrido de la gráfica.

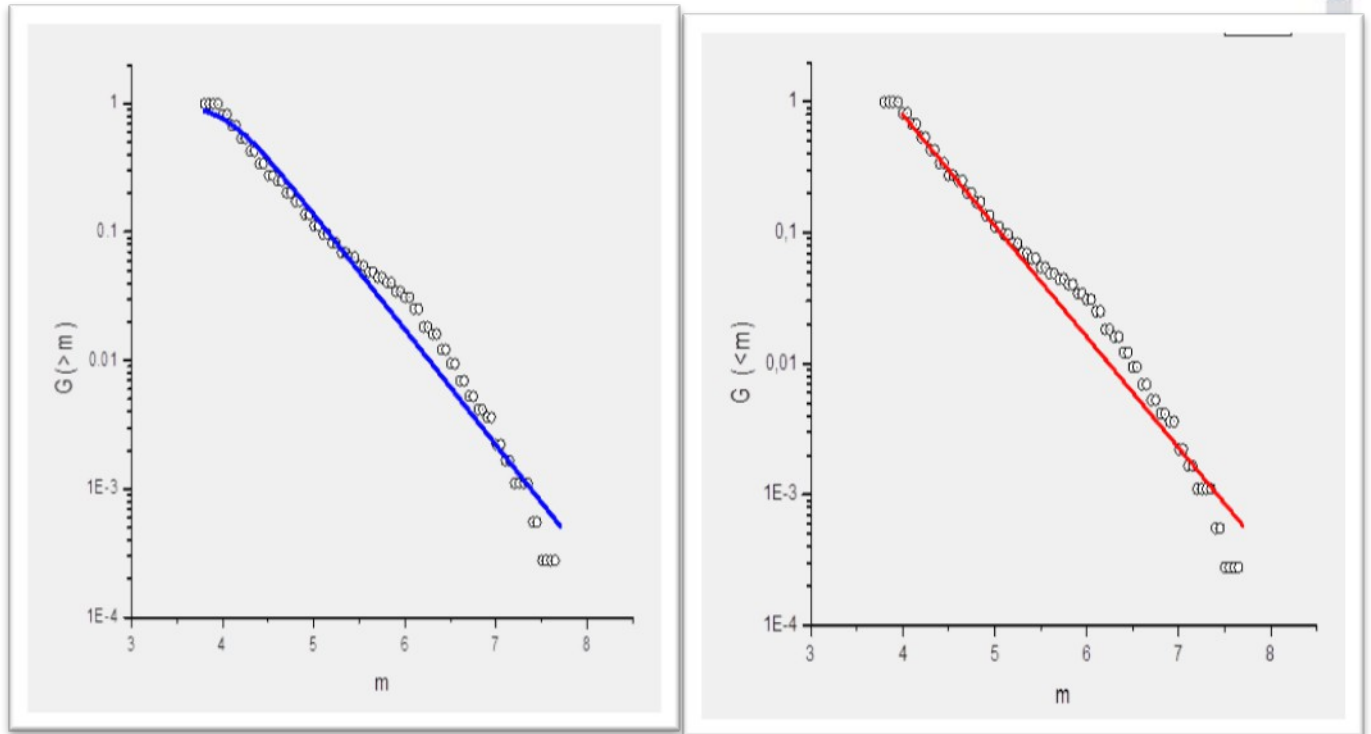


Figura 6.a. Representación a escala logarítmica de la excedencia $G = N_{>m} / N$ contra magnitud del catálogo panameño representado por los círculos, la curva azul trazada representa los valores sugeridos por el modelo S-P, utilizando la ecuación. (9). **Figura 6.b.** Gráfica de GR.

Puede señalarse que el catálogo al que corresponde la figura 6 no es completo, debido a que en realidad se trata de un catálogo depurado, por lo que los valores obtenidos en este caso no pueden considerarse definitivos. Sin embargo, los exponemos aquí para mostrar cómo cuando los catálogos son completos el modelo SP realiza un mejor ajuste que el GR, como veremos a continuación. Por otro lado, hay que mencionar que Antonopoulos y colaboradores (2014) hacen un análisis parecido en un catálogo depurado de la sismicidad griega, obteniendo resultados similares a los aquí expuestos.

Para elaborar el gráfico que se muestra en la figura 7 se ha utilizado un catálogo sismológico registrado por los instrumentos del Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Costa Rica (OVSICORI), el cual consta de 18 276 sismos desde 1984 a marzo de 2010, y que contiene la sismicidad registrada para las coordenadas 6° a 10° N y $82^{\circ} 30'$ a $83^{\circ} 30'$ O. En este

caso los resultados obtenidos son $q = 1.65$ y el coeficiente de determinación es $R^2 = 0.9985$, mientras que $k_1 = 6.00 \times 10^{-5}$.

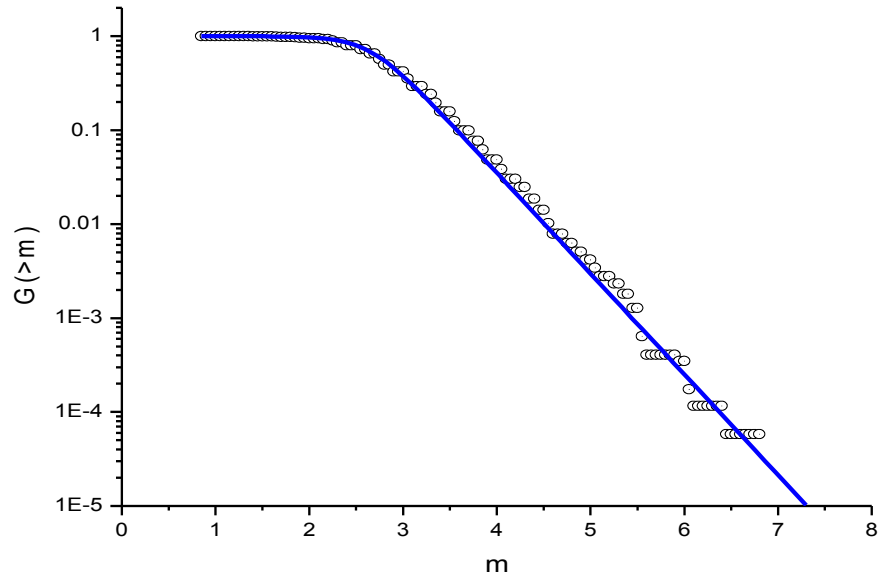


Figura 7. Curva de ajuste sugerida por el modelo SP para la sismicidad registrada de la zona frontera Panamá-Costa Rica. Magnitud umbral de $M_d = 3.1$.

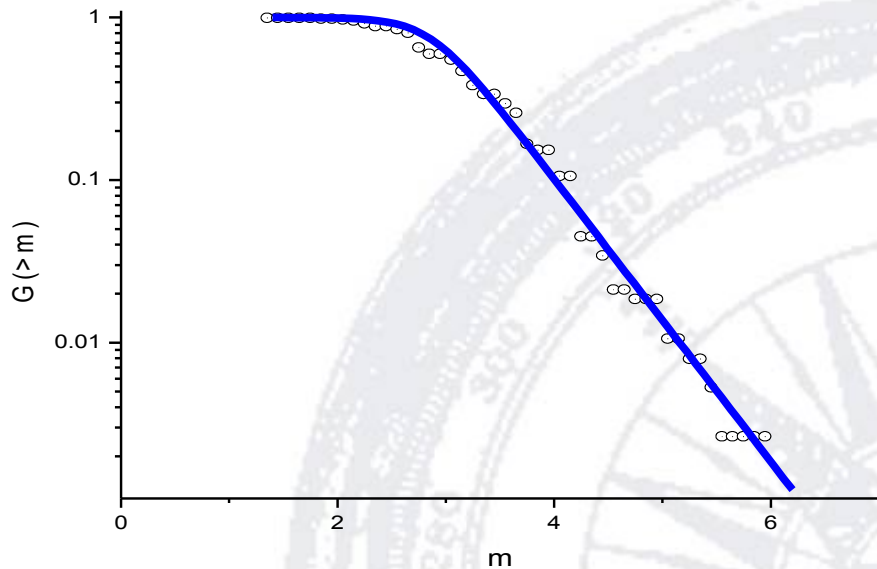


Figura 8. Curva de ajuste sugerida por el modelo S-P para la sismicidad registrada en y alrededor de la cuenca del Canal de Panamá con el modelo S-P. Magnitud umbral de 2.5 M_l .

En la figura 8 se utilizó un catálogo homogéneo y completo de toda la sismicidad alrededor, en 200 km de radio, desde el Canal de Panamá, desde el año 2005 al 2010. El catálogo cuenta con 379 sismos. Estos datos de magnitudes moderadas son basados en la Red Sísmica de la Autoridad del Canal de Panamá (ACP 2010). En este caso $q = 1.70$ y el coeficiente de determinación es $R^2 = 0.9914$, mientras que $k_1 = 4.00 \times 10^{-5}$

Se puede observar en la figura 6 que los datos provistos por el catálogo de Geociencias presentan variaciones considerables con respecto a la curva de ajuste dada por la ecuación (9). Esto se debe a que este catálogo fue diseñado para un estudio de peligrosidad sísmica, en donde los que son eventos réplicas contribuyentes de liberación de energía faltante y adicional por la ruptura principal, no son tomadas en cuenta y son eliminadas por completo del catálogo. Sin embargo el catálogo de la frontera de Panamá con Costa Rica y la región del Canal de Panamá son ajustados por el modelo SP, éstos dos catálogos presentan un registro completo de los sismos ocurridos en la región. Este hecho, en nuestra opinión, indica la idéntica naturaleza de los terremotos y sus réplicas, y un modelo como el propuesto, donde la interacción fragmentos-asperezas es la base de todos ellos, permite una imagen más clara de la liberación de energía en los sismos.

El ajuste que presenta la ecuación (9) con los datos de los catálogos de OVSICORI y ACP expresa la ventaja del modelo no extensivo aplicado, que se basa en una imagen física que recupera las principales características de la dinámica del terremoto. En cuanto a las series de tiempo de las secuencias sísmicas analizadas en el presente trabajo, los valores obtenidos para q en cada catálogo, frontera Panamá-Costa Rica ($q = 1.65$) o de Panamá central ($q = 1.70$), nos están indicando en el origen de los fragmentos la presencia de correlaciones espaciales de largo alcance, probablemente por la influencia de la altamente activa Zona de Fractura de Panamá, y por el Cinturón Deformado del Norte de Panamá con la placa Caribe en su interacción sobre la tectónica de subducción incipiente por debajo de la cuenca del Canal de Panamá y del bloque tectónico Panamá.

Conclusiones

Se ha ajustado las constantes de la expresión del modelo SP con tres catálogos sísmicos del Istmo de Panamá. Para el catálogo de Geociencias se obtuvo que el parámetro de no-extensividad es

$q = 1.69$ y $k_1 = 1.63 \times 10^{-7}$. Aplicando el modelo GR al mismo catálogo, se obtiene que el valor de b es 0.849, mientras que el valor de a es 6.95 y M_c es 4.0. La curva sugerida por el modelo SP tiene mayor cobertura de sismos que el modelo GR.

Se comparó la sismicidad para la zona fronteriza Panamá-Costa Rica registrada por OVSICORI con el modelo SP. En este caso los resultados obtenidos son $q = 1.65$ y $k_1 = 6 \times 10^{-5}$, lo cual no difiere esencialmente de lo obtenido en otras regiones ya mencionadas. Para la zona del Canal de Panamá se utilizó un catálogo proporcionado por la ACP en esta región se obtuvo $q = 1.70$ y $k_1 = 4.00 \times 10^{-5}$. En ambos catálogos se observa un buen ajuste en todo el rango de magnitudes. Los valores ajustados de las constantes se encuentran dentro de los rangos de valores obtenidos por otros autores para diferentes regiones del globo terrestre, aunque llama la atención el valor algo incrementado de q en la zona del Canal, lo cual puede estar revelando la existencia de interacciones de mayor alcance relativo a otras zonas.

Se investigó además la funcionalidad de la expresión del modelo SP para dos zonas con características sísmicas diferentes del Istmo de Panamá encontrándose que se cumple a lo largo de todo el catálogo. Lo anterior indica que la sismicidad panameña está fuertemente influida por este mecanismo no extensivo de liberación de terremotos.

Los resultados obtenidos demuestran lo atractivo que resulta un enfoque geométrico tal como el propuesto en el modelo SP. El enfoque no extensivo y la consecuente aplicación de la entropía de Tsallis presentan una vía prometedora para abordar los fenómenos sísmicos.

El modelo SP suministra una vía simple para construir modelos intuitivos con una imagen más clara, ya que proporciona la misma física en todas las escalas y no contiene suposiciones a priori sobre la forma de los perfiles o los fragmentos. Pueden perfilarse además otras vías para el estudio de los procesos sísmicos, tal como la distribución de tiempos intereventos, la investigación de la energía liberada y las características de los fragmentos. Más explícitamente, este estudio puede servir de base para la búsqueda de comportamientos log-periódicos en la distribución de tiempos de espera, predichos por Huang y colaboradores en base a simulaciones (1998) o incluso en energías, en base a resultados de Wilk y Włodarczyk (2014) en el análisis de distribución de momentos en colisiones de partículas de alta energía

Agradecimientos.

Los autores quieren agradecer al Instituto de Geociencias de la Universidad de Panamá por los datos suministrados del proyecto RESIS II, al igual que al Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Costa Rica (OVSICORI), y a la Red Sísmica del Canal de Panamá (ACP), por los listados de epicentros con magnitud de sismos locales, con lo cual se pudieron realizar los análisis de este trabajo de investigación.

Referencias

A. Celikoglu and U. Tirnakli, Earthquakes, model systems and connections to q statistics, *Acta Geophysica* 60, 535-546 (2012).

Burridge, R., L. Knopoff (1967) Model and Theoretical Seismicity, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 57, 3, 341-371.

Catálogo de temblores de OVSICORI-UNA. Universidad Nacional, Costa Rica.

C. Tsallis (1988) Possible generalization of Boltzmann-Gibbs statistics *J. Stat. Phys.* 52, 1-2, 479-487 DOI: 10.1007/BF01016429.

Chris G. Antonopoulos, George Michas, Filippos Vallianatos, Tassos Bountis (2014) Evidence of q -exponential statistics in Greek Seismicity *Physica A* 409 (2014) 71-72.

De Rubeis, V.; R. Hallgas, V. Loreto, G. Paladin, L. Pietronero and P. Tosi. Self-affine asperity model for earthquakes, *Phys. Rev. Lett.* 76, 2599 (1996).

F. Vallianatos, G. Michas, G. Papadakis and P. Sammonds, A non-extensive statistical physics view to the spatiotemporal properties of the June 1995, Aigion earthquake (M6.2) aftershock sequence (West Corinth Rift, Greece), *Acta Geophys.* 60, 758-768 (2012).

F. Vallianatos and P. Sammonds, Evidence of non-extensive statistical physics of the lithospheric instability approaching the 2004 Sumatran-Andaman and 2011 Honshu mega-earthquakes, *Tectonophysics* 590, 52-58 (2013).

F. Vallianatos, G. Michas and G. Papadakis, Non-extensive and natural time analysis of seismicity before the Mw6.4, October 12, 2013 earthquake in the South West segment of the Hellenic Arc, *Physica A* (2014), in press, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.physa.2014.07.038>

G. Wilk, Z. Włodarczyk Tsallis distribution with complex nonextensivity parameter q arXiv: 1403.3263v3 [cond-mat.stat-mech] 26 Jun 2014.

Gutenberg, B., C.F. Richter (1944), Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 34, 4, 185-188.

Herrmann, H.J.; G. Mantica and D. Bessis. Space-filling bearings, *Phys. Rev. Lett.* 65, 3223. (1990).

Instituto de Geociencias (2012), catálogo sísmico de Panamá, 1904 a 2011, Universidad de Panamá, Instituto de Geociencias., Panamá.

Kanamori, H., (1983). Magnitude scale and quantification of earthquakes. In: S. J. Duda and K. Aki (editors), *Quantification of Earthquakes. Tectonophysics*, 93: 185-199

M. B. Benito 1; C. Lindholm; E. Camacho; A. Climent; G. Marroquín; E. Molina; W. Rojas; J. Segura y E. Talavera. *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*, (October 12-17, 2008), Beijing, China, 9 pp.

Olami, H; J. S. Feder and K. Christensen Self-organized criticality in a continuous, nonconservative cellular automaton modeling earthquakes, *Phys. Rev. Lett.* 68, 1244 (1992).

Red Sísmica de la Autoridad del Canal de Panamá. (2010) Catálogo sísmico 2005 al 2010. ACP. Panamá.

Silva, R., G.S. França, C.S. Vilar, and J.S. Alcaniz (2006), Nonextensive models for earthquakes, *Phys. Rev. E* 73, 026102, DOI: 10.1103/PhysRevE.73.026102.}

Sotolongo-Costa, O. (2012) Non-Extensive Framework for Earthquakes: The Role of Fragments. *Acta Geophysica* 60, 3 (2012) pp526-534.

Sotolongo Costa, O., Arezky H. Rodríguez, Rodgers G. J. Tsallis Entropy and the transition to scaling in fragmentation cond-mat/002339. *Entropy* issn 099-4300/www.mdpi.org/entropy (dec/2000).

Sotolongo-Costa, O., and A. Posadas (2004), Fragment-asperity interaction model for earthquakes, *Phys. Rev. Lett.* 92, 4, 048501, DOI: 10.1103/Phys. Rev. Lett. 92.048501

Telesca, L., and C.-C. Chen (2010), Nonextensive analysis of crustal seismicity in Taiwan, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 10, 1293-1297, DOI: 10.5194/nhess10-1293-2010.

Toral, B., J.; Arvidsson, R. & Kulhanek, O. (1997). The 1992 Seismic Sequence in The Atrato Region: Seismotectonics Implications. In M. Sc. Thesis of the Seismological Department, Institute of Geophysics, University of Uppsala Sweden, 30 pp.

Y. Huang, H. Saleur, C. Sammis, D. Sornette Precursors, aftershocks, criticality and self-organized criticality *Europhys Lett* 41 (1) pp 43-48 (1998).