



GEOFISICA



Potenciales Sísmicos del Sector Centro-Occidental del Arco de las Antillas Mayores

M. Cotilla*
M. Rubio*
L. Álvarez*
G. Grünthal**

Abstract

A study on the seismic potential of the Greater Antilles (15°- 24° Lat. N and 67°- 85° Lon. W) is presented based on seismologic (historical and instrumental) and tectonic data. A geometric-based classification (magnitude, intensity and depth) of the rupture zones for the earthquakes is given taking into account the associated tectonic structures. Analysis included just spatial and energetic dimensions—not periodicity—as an alternative to prepare maps of maximum magnitude earthquakes. Five levels of magnitude were determined ($M_s < 5$, 5-6, 6-7, 7-8, > 8). A classification based on depth was not done due to the lack of data in recorded events. A map of zones prone to events of such magnitude is presented. This material will be helpful for determining regional seismogenetic zones and for elaborating seismotectonic maps.

Resumen

Se presenta un estudio sobre los potenciales sísmicos de un sector de las Antillas Mayores (región comprendida entre las latitudes 15° y 24° norte y las longitudes 67° y 85° oeste), a partir de datos sismológicos (históricos e instrumentales) y tectónicos. Los estimados geométricos de las zonas de ruptura de los terremotos ocurridos están fundamentados en una clasificación por magnitud/intensidad y discrecionalmente por profundidad de los mismos, así como en el tipo de elemento tectónico asociado. La periodicidad de los eventos no fue analizada, por lo que sólo se consideran las dimensiones espaciales y energética del problema, como una alternativa para la confección de mapas de magnitudes máximas de los terremotos. Para la región estudiada se establecieron cinco niveles de clasificación por magnitudes ($M_s < 5$; 5-6; 6-7;

* Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.

** Central para Física de la Tierra, Academia de Ciencias de la República Federal Alemana.

7-8 y > 8), no fue factible realizar una clasificación con las profundidades, debido al bajo número de eventos disponibles. En un mapa se presentan las zonas potencialmente capaces de producir terremotos con esos niveles de magnitud. Se considera que este tipo de estudio constituye un material básico para la determinación de las zonas sismogeneradoras regionales y la confección de mapas sismotectónicos.

Introducción

El concepto de potencial sísmico fue introducido en la sismología como una medida cualitativa de la posibilidad de generar terremotos fuertes a mediano plazo en sectores de las fronteras entre las placas tectónicas (McCann *et al.*, 1979). Los primeros trabajos se remontan a la hipótesis del ciclo sísmico de Fedotov (1969), pasando por los trabajos de Kelleher *et al.* (1973, 1974), en los cuales se delimitan sectores de la frontera entre placas que son propensos a generar terremotos fuertes. En el citado trabajo de McCann *et al.* (1979) se realiza una clasificación en 6 categorías atendiendo fundamentalmente a la ocurrencia o no de terremotos fuertes en el pasado, y en específico durante los últimos 100 - 30 años. En particular para el Caribe, en el mismo fue analizada con bastante detalle la región desde La Española hacia el este, mientras que la región suroriental de Cuba y Jamaica fueron evaluadas en las primeras dos categorías de potencial, pero sin realizar un análisis exhaustivo, por falta de datos, de las posibles zonas focales, situación que señalan como más crítica hacia el oeste, en dirección a Guatemala.

Un desarrollo cualitativo de este concepto puede encontrarse en el trabajo de McCann (1985). En él, para la región de Puerto Rico-Islas Vírgenes, la determinación de potencial no se limita a la clasificación en categorías, sino que se añade la delimitación de pequeños sectores o zonas donde las magnitudes máximas a esperar son de diferente valor, para lo cual incorpora información variada, como resultados del desciframiento de imágenes de satélite, batimetría, tectónica, etc.

Nuestro enfoque fue algo diferente. Aunque disponemos de más información sobre la ocurrencia en esta región de terremotos fuertes en el pasado que la utilizada por otros autores, consideramos que la misma no permite mejorar las evaluaciones del potencial sísmico en su dimensión temporal, no ocurriendo lo mismo con las dimensiones espaciales y energética, por lo que nos dimos a la tarea de estimar los lugares de posible ocurrencia de terremotos con diferente nivel de magnitud en toda la región. Aquí introdujimos una modificación en las concepciones generalmente aceptadas al extender la zona de estudio más allá de la frontera entre las placas incluyendo zonas de interior de placa. Esto no implica que se hayan abandonado los presupuestos fundamentales del método.

En ese sentido, como no analizamos la dimensión temporal, no estamos obligados a considerar que el comportamiento espacio-temporal de los eventos de interior de placas sea semejante a los de entre placas, lo cual no puede ser probado. Hasta el

presente el comportamiento temporal de la ocurrencia de terremotos fuertes en zonas de interior de placas, no ha sido objeto de modelación (Sykes, 1978; Johnston, 1990).

Como información básica se utilizaron los catálogos de terremotos y los mapas de isostasias, unidos a las características geólogo-tectónico-geomorfológicas de la región.

Tectónica

La tectónica del Caribe ha sido tratada extensamente por numerosos autores, entre los que se destacan los trabajos de Molnar y Sykes (1969), Mann y Burke (1984) y McCann (1985). De ellos se conoce que existen dos bordes bien definidos de colisión frontal de placas litosféricas o subducción (bajo la placa Caribe) uno en la zona del Océano Pacífico en que participan las placas Cocos y Nazca y el otro al este de las Antillas Menores en que interviene la placa de Norteamérica. Para el límite norte de la placa Caribe (Guatemala-Islas Vírgenes) se distingue un borde transformante con su correspondiente centro de generación de corteza oceánica. Este borde activo está compuesto por varios sistemas de fallas profundas en escalón que limitan fosas oceánicas, cuencas del tipo pull-apart y pressure ridges. El límite sur es aparentemente más complicado que el límite norte, ya que se conjugan sobre el borde septentrional del continente suramericano, estructuras disyuntivas de cabalgamiento y desplazamiento lateral (Figura 1).



Figura 1. Esquema de las principales estructuras del Caribe.

El Caribe para Mann y Burke (1984) es una placa litosférica con un tipo de corteza oceánica modificada por sills, no muy antigua (Cr), que está derivando al este con respecto a las placas de Norteamérica y Suramérica. Las velocidades de desplazamiento en las márgenes N y S son diferentes, siendo al norte de 3-4 cm/año, correspondiendo 2 cm/año para Cuba y 1-2 cm/año para Jamaica (Sykes *et al.*, 1982). Ahora bien, de acuerdo con los resultados obtenidos por DeMets *et al.* (1990) a partir de los vectores de Euler con un nuevo modelo global denominado NUVEL-1, en el que se asumen 12 placas rígidas, se aprecia que la velocidad de la placa Caribe con respecto a las vecinas placas de Norteamérica y Suramérica es inferior en 7 mm/año que lo expresado en todos los modelos anteriores. Esos autores señalan que los datos, para esta región, son escasos debido a que sólo tienen velocidades del Elevado de Caimán, azimutes derivados de los vectores de deslizamiento de América Central y de Las Antillas Menores, y de las fallas de transformación del norte del Caribe. Específicamente las velocidades obtenidas para el centro de generación de corteza es de 12 ± 3 mm/año (aproximadamente igual que el valor de 15 ± 5 mm/año de las anomalías magnéticas) y 12 ± 4 mm/año para las áreas de convergencia cercanas a Las Antillas Menores, tanto del Caribe con Suramérica como del Caribe con Norteamérica.

El movimiento de la placa caribea se debe a la dinámica de su sector de litosfera y a la compleja interacción de las placas litosféricas de América del Norte y del Sur, Cocos y Nazca (Mann *et al.*, 1984 y McCann *et al.*, 1979). En ese contexto coexiste en la placa Caribe, densidad inferior a lo esperado, un conjunto de estructuras oceánicas (incluso fosas profundas) y de arcos de islas complejamente interrelacionados y fragmentariamente estudiados.

El centro de generación de corteza oceánica del Caribe en las Islas Caimán, coincide aproximadamente en longitud con la zona de cambio de dirección de las estructuras preneotectónicas de Cuba, con la zona de inflexión territorial de América Central, con los extremos de las Hoyas de Guatemala y Colombia, y con la zona de intersección de las placas Cocos y Nazca. Así también observamos que las dos fosas más profundas del área, Bartlett y Puerto Rico, están prácticamente en la misma latitud al igual que las islas de Jamaica, La Española y Puerto Rico. El denominado megabloque Fosa de Oriente, delimitado en la isobata de 6,000 m, posee una morfología muy similar a la del megabloque Jamaica y se encuentra aproximadamente entre las mismas longitudes. Es decir, se puede argumentar en favor de la simetría estructural del Caribe, tal como es analizado por (Cotilla y Cabrera, 1994 y Cotilla *et al.*, 1991) y considerar en consecuencia que ese sector tiene importantes segmentos, aún activos, de al menos dos líneas de debilidad regional.

Hasta el momento han sido presentados cuatro modelos de cinemática de placas para el límite del Caribe con Norteamérica, y en ellos se asegura que existe un comportamiento diferente para los distintos sistemas de fallas que le componen. Por otra parte, Heubeck y Mann (1991) emplearon sistemas automatizados para el procesa-

miento de la información y sostienen con sus resultados que ninguno de esos cuatro modelos permite caracterizar en su totalidad al límite norte del Caribe, y que en principio todo parece apuntar a su segmentación en al menos tres bloques.

Esto favorece la idea de (Mann y Burke, 1984) en cuanto a que las principales estructuras sismogeneradoras del Caribe están en las zonas de interacción con las placas litosféricas colindantes y en los sectores de intersección con estructuras transversales a ellas. Estas estructuras se caracterizan por importantes contrastes morfoestructurales y neotectónicos (Rosencrantz y Mann, 1991).

Sismicidad

Aspectos generales

Desde el punto de vista sismológico, la región Caribe puede ser caracterizada diferentemente y en atención al sector de interés. Así es posible trazar sendas bandas (no regulares en ancho) donde se concentra la actividad sísmica y que han sido denominadas como zona límite de placas litosféricas (PBZ)¹ (Sykes, 1982; Mann y Burke, 1984). Es precisamente en las zonas límites, donde se manifiesta la interacción dinámica de las placas y donde se producen los sismos de mayores magnitudes. El nivel de la actividad sísmica decrece substancialmente desde esas zonas límites de placas hacia el interior marítimo (Mann *et al.*, 1984; Molnar *et al.*, 1969).

Con referencia a la profundidad de ocurrencia de los terremotos, se ha comprobado que la inmensa mayoría de ellos son corticales y que los más profundos se encuentran localizados en las zonas de subducción del Pacífico y del Atlántico, así como en La Española y Puerto Rico [Molnar y Sykes, 1969; Mann *et al.*, 1984]. Esto se debe a las diferentes condiciones geodinámicas a que se encuentran sometidas las placas litosféricas, relacionadas por supuesto con las características del manto y en particular del manto superior. Como se señaló en el epígrafe anterior se ha planteado por otros autores la existencia de un conjunto de estructuras transversales a los límites de placas (zonas más activas), que pueden favorecer la liberación energética en las PBZ. Apuntamos además que en general, el espesor de la corteza en el Caribe no es grande y ello favorece la ocurrencia de terremotos corticales.

Los mecanismos focales de los terremotos han sido tratados por diferentes autores y, en general, todos coinciden en que tanto para las zonas límites norte y sur existe corrimiento por el rumbo, con subducción al norte de la Española, al norte y sur de Puerto Rico el mecanismo es de corrimiento por el rumbo sobre el plano de subducción, mientras que en los extremos este y oeste de la región (Pacífica y Atlántica) existen subducciones netas.

Por otra parte, los resultados del análisis de los mecanismos focales para el arco del Caribe realizado por Álvarez *et al.* (1985) y que comprende a la región de estu-

¹ Iniciales del término en inglés Plate Boundary Zone.

dio (16°-20° Lat. N 67°-85° Lon. O) incluyeron 17 mecanismos (2 de soluciones compuestas y 15 de eventos aislados). Algunos de los casos fueron tomados definitivamente de la literatura y las otras soluciones de las obtenidas por los autores. En caso de multiplicidad de soluciones se tomaron siempre decisiones casuísticas. Así atendiendo a los mecanismos la región se dividió en dos zonas: 1. (desde los 71° hasta los 85° Lon. O) en la que las orientaciones azimutales predominantes son: NE para el eje P y NO para el T. De acuerdo a los buzamientos debe predominar el corrimiento por el rumbo y está presente una ligera componente de fallamiento normal; 2. (desde los 67° hasta los 71° Lon. O) donde el eje T tiene una orientación azimutal predominante EO, mientras que el P tiene un rango muy amplio de valores posibles del azimut. Predominan el fallamiento inverso y una combinación de este con corrimiento por el rumbo. En la Figura 2 se presenta la distribución espacial de

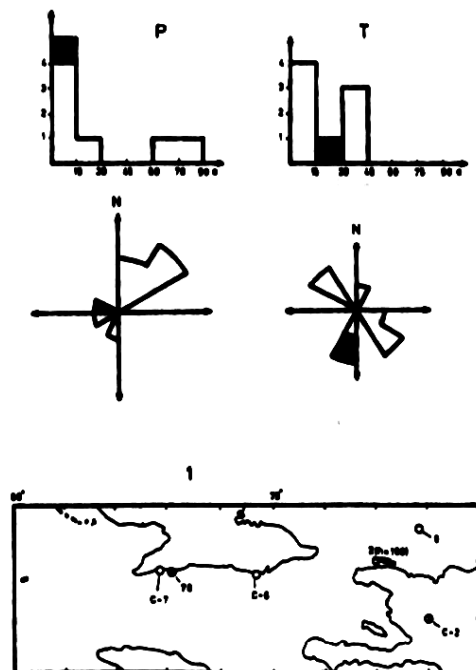


Figura 2. Mecanismo focal de terremotos para la zona este de La Española. [Tomado de Álvarez *et al.* (1985)].

a: Ubicación espacial de los eventos analizados. Con círculos más grandes se señalan los mecanismos determinados en ese trabajo.

b: Histograma del ángulo de buzamiento de los ejes P y T.

c: Rosadiagrama del azimut de los ejes P y T.

En ambos casos (b y c) aparecen en negro los casos correspondientes a los eventos sísmicos con profundidad mayor de 70 km.

los eventos, así como los histogramas de número de eventos contra buzamiento y las rosadiagramas de orientación de los ejes P y T de los mecanismos focales para la zona 2.

Lo anterior no contradice la concepción aceptada sobre la dinámica del movimiento de las placas en esta región sino que confirma su heterogeneidad. Un reanálisis posterior considerando información adicional para la zona 1 de Álvarez y Cotilla (inédito) alcanza similares conclusiones. Además, los reportes del NEIS sobre los terremotos ocurridos en el extremo oeste de Cabo Cruz (Cuba Suroriental) los días 26.08.1990 ($M_s = 5.9$) y 25.05.1992 ($M_s = 6.9$) indican que ellos poseen mecanismos complejos y que están asociados a intersecciones de fallas en la zona de Bartlett-Caimán.

Los terremotos más fuertes ocurridos y reportados en la región de estudio se relacionan en la Tabla 1. En la Figura 3 se presenta un mapa de epicentros por rango de magnitud para la región de estudio. Los datos fueron tomados de diversas fuentes: un catálogo preparado por Álvarez *et al.* (en prensa), los catálogos de datos macrosísmicos de Chuy y Álvarez (1989) y Chuy *et al.* (1988), así como los boletines y catálogos publicados por las agencias internacionales de determinaciones hipocentrales.

Tabla 1
Terremotos más fuertes ocurridos y reportados en la región de estudio

No.	Fecha			Hora de origen			Coordenadas		Profundidad (km)	M_s
	D	M	A	H	M	S	Lat. N	Lon. O		
1	07	06	1692	16	40		(17.68)	(76.8)	(20)	(7.5)
2	04	06	1770	00	15		(18.6)	(72.6)	(70)	(7.9)
3	07	05	1842	22	25		(19.8)	(72.2)	(60)	(8.2)
4	23	09	1887	11	25		(19.4)	(73.4)	(60)	(7.9)
5	29	12	1911	32			(20.1)	(71.2)	(50)	7.5
6	11	10	1910	14			18.5	67.5		7.5
7	29	07	1903	02	14		19.25	67.5		7.75
8	04	08	1913	28	28		19.5	69.5	(50)	8.1

Debe señalarse que la precisión de las determinaciones instrumentales fue aumentando desde inicios de siglo, siendo bastante confiables los datos posteriores a 1950 en que comenzaron las determinaciones automatizadas (Sykes *et al.*, 1982). Los mapas de epicentros a partir de esa fecha permiten marcar los límites externos del conjunto de las zonas de ocurrencia de terremotos con cierta precisión y ponerlo en correspondencia con la PBZ de Mann *et al.* (1984).

Se han evidenciado agrupaciones epicentrales en las inmediaciones de la zona de generación de corteza oceánica del Caribe y en los extremos de las fosas profundas de Caimán, Oriente y Puerto Rico, no precisamente en sus zonas más deprimidas

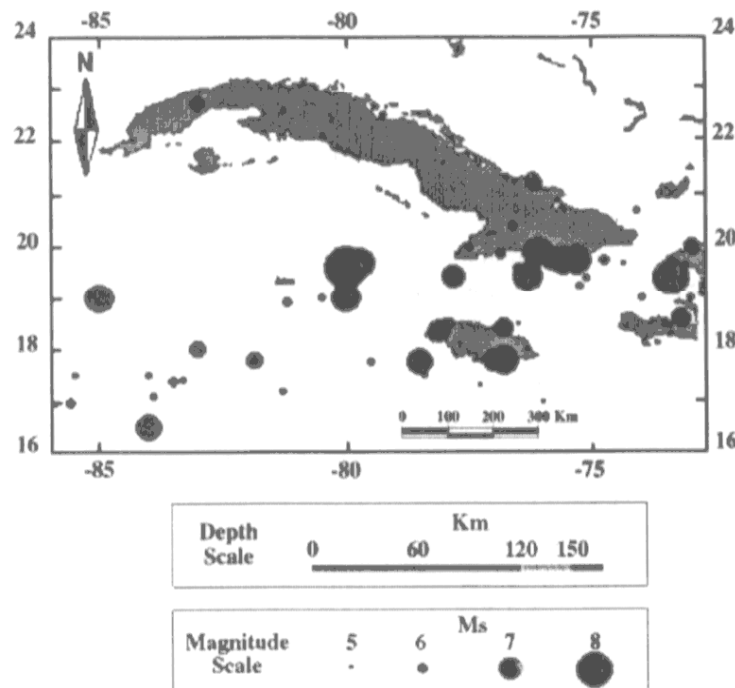


Figura 3. Mapa de epicentros por rangos de magnitudes, escala 1:4,000,000.

[Molnar y Sykes (1969) y Mann *et al.* (1984)]; los perfiles de terremotos en profundidad obtenidos argumentan a favor de la subducción al N de La Española. Los obtenidos por Rubio (1985) detallan un poco más el cuadro de la ocurrencia en profundidad de los terremotos en esta región.

Para la región suroriental de Cuba se tomó el catálogo de terremotos registrados por la red de estaciones sismológicas en el periodo 1979-1988, que contiene más de 2,000 eventos sísmicos, con determinación de coordenadas, magnitud y clase energética, medida esta última por amplitud de las ondas P y S o por duración del evento. Las características de ese catálogo se discuten en Álvarez *et al.* (en prensa). En la Figura 4 se presentan mapas de epicentros en dos niveles de profundidad (0-25 km, 25-50 km). De ellos resulta evidente la concentración de eventos en zonas preferentes, tanto en la zona de entre placas como de interior de placas.

Aspectos específicos

Indudablemente, un aspecto fundamental en la determinación del potencial sísmico de una región, es el conocimiento de la historia sísmica conocida, la cual ha sido presentada en el epígrafe precedente; no obstante aún restan algunos otros aspectos

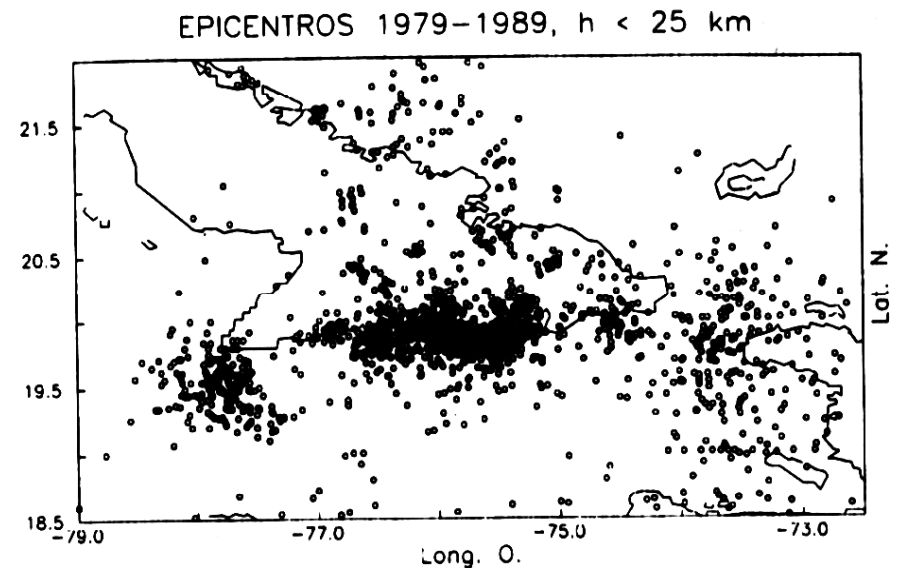


Figura 4a. Epicentros de la región suroriental de Cuba determinados con más de 4 estaciones. Sin diferenciación por magnitud. a: $h \leq 25$ km.

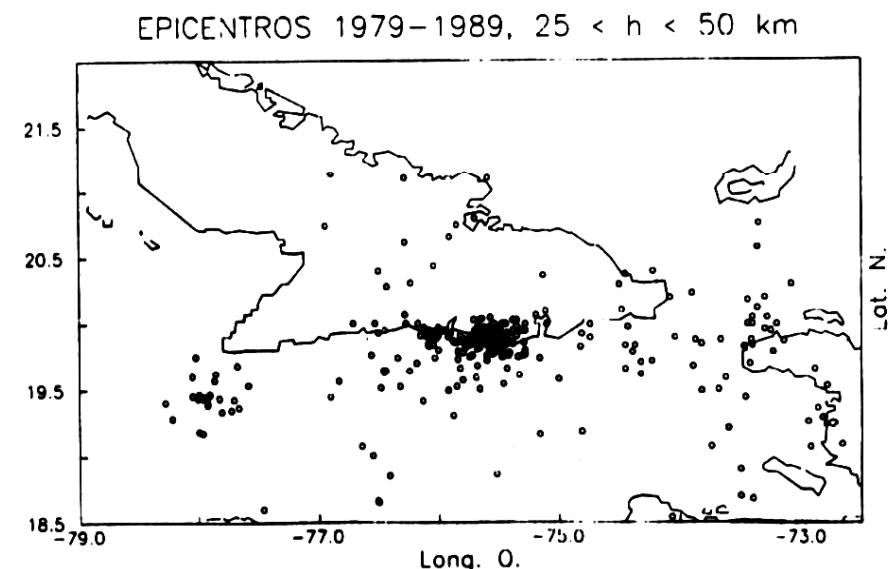


Figura 4b. Epicentros de la región suroriental de Cuba determinados con más de 4 estaciones. Sin diferenciación por magnitud. b: $h: 25 - 50$ km.

que seguidamente serán desarrollados. Así en toda la frontera norte de la placa Caribe, el terremoto más fuerte reportado es el de 07.05.1842, $M_s=8.2$ y el más fuerte registrado instrumentalmente es el del 04.08.1946, $M_s=8.0$ con profundidades de 60 km y 25 km respectivamente, ambos al N de La Española. Por otra parte, a partir de las fuentes de datos sismológicos mencionados para la región de estudio (Cuba-Jamaica-La Española), el número de eventos por rangos de magnitudes es:

Rango M_s	No. eventos
> 8.0	2
7.0-8.0	21
6.0-7.0	35
5.0-6.0	42
Total	110

Otro aspecto clave en este tipo de investigación lo constituye la determinación de las dimensiones de los focos de terremotos, siendo la forma ideal para hacer el estudio de las réplicas de los terremotos fuertes. Kelleher *et al.* (1973) redeterminaron los epicentros de las réplicas de algunos terremotos fuertes del arco antillano, que fueron utilizados para estimar sus dimensiones focales, y posteriormente para una región aproximadamente igual a la del presente estudio, Rubio (1985) obtuvo una fórmula que relaciona la magnitud (M) con la longitud de ruptura (L) determinada por ese método ($M_{\text{máx}} = 0.847 + 3.173 \log L$). Desafortunadamente muy poco se puede hacer en ese sentido para esta región, donde la mayoría de los terremotos fuertes ocurrió en siglos anteriores e incluso en éste cuando las redes de estaciones no podían detectar eventos más débiles. Esto obliga a utilizar métodos indirectos mediante el análisis de los mapas de isosistas.

Del análisis de las formas características de las isosistas de una región es posible obtener una idea de la potencialidad, la geometría y las dimensiones de los elementos sismogeneradores. Un elemento importante en este análisis lo constituye la confiabilidad del trazado de las mismas, ya que a través de estos mapas se pueden determinar las coordenadas epicentrales, la magnitud y la profundidad de los terremotos. Lamentablemente, no es común que en los trabajos de reconstrucción de eventos históricos se dé información sobre la calidad de los mapas de isosistas y la precisión de los estimados de coordenadas y magnitud derivados. Ésta es la situación para la región de estudio, por lo que decidimos utilizar en lo que sigue los criterios señalados por Grünthal acerca de la estimación de la calidad de los mapas de isosistas sobre la base del número de puntos y su distribución espacial. Se da por sentado que las evaluaciones de cada punto son de buena calidad.

En esta investigación se realizó un estudio somero de las isosistas confeccionadas para todo el territorio de Cuba, La Española y Jamaica atendiendo a la forma, la cantidad de puntos empleados para su confección, y la distribución espacial de los

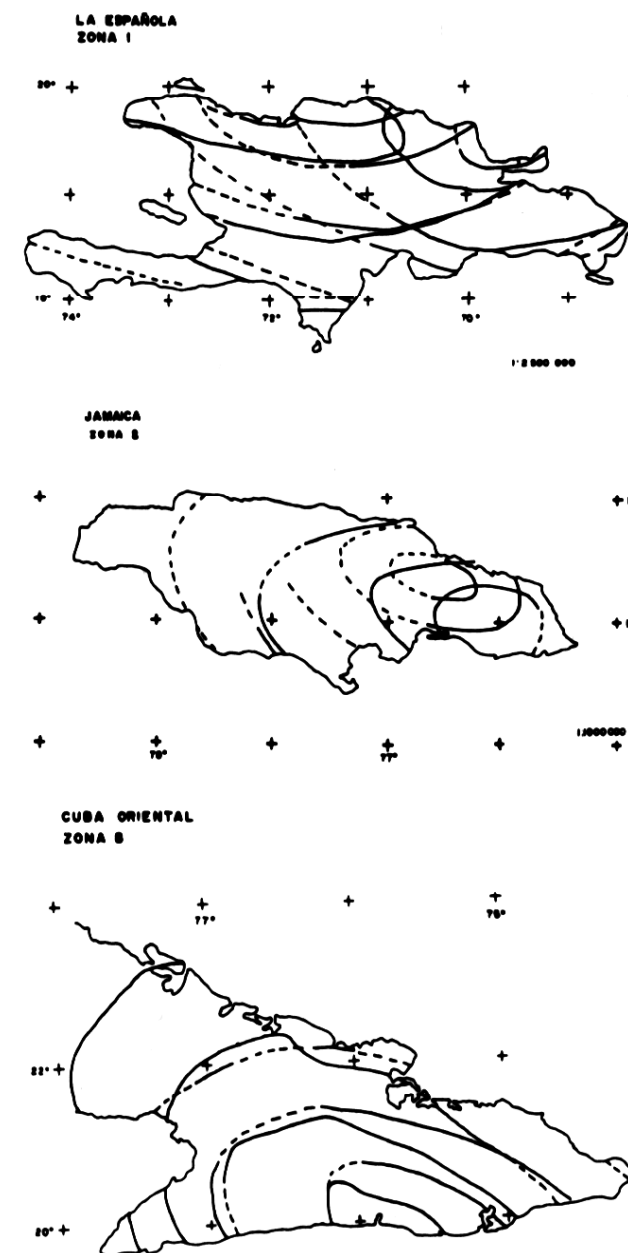


Figura 5. Mapas de isosistas superpuestas de los terremotos en tres zonas de isosistas.
a: La Española, zona 1 (determinada con tres eventos).
b: Jamaica, zona 2 (determinada con un evento).
c: Cuba suroriental, zona 8 (determinada con dos eventos).

misimos, lo que permitió agruparlas para cuantificar en alguna medida su calidad. Dentro de un mapa se pueden encontrar isosistas con trazado más o menos "estable", donde por estabilidad se entiende que los dos factores antes mencionados no permitan una amplia variabilidad en su trazado. Se utilizaron los materiales publicados [CHUY *et al.* (1989) y otros inéditos (Álvarez *et al.*, 1985; Chuy *et al.*, 1988; Chuy, T. comunicación personal). Se observan regularidades en la forma de éstas por zonas o sectores. Para la región suroriental de Cuba se delimitaron 9 zonas (Tabla 2) y para el resto de Cuba (Occidental) fueron 4 zonas (Tabla 3). En el caso de La Española fueron 4 zonas (Tabla 4) y para Jamaica fueron 3 (Tabla 5). Algunas de estas zonas se muestran en la Figura 5.

Adicionalmente se consideraron los terremotos de las Islas Caimán [del (07.07.1852; a las 12:25 U.T.; con 18 puntos) y del (06.05.1905; a las 20:54 U.T.; con 9 puntos)] pertenecientes también a la zona límite de placas litosféricas y que afectaron los territorios de Cuba y Jamaica.

En general, la subdivisión en zonas de isosistas tanto para Cuba como para otras islas, se realizó atendiendo a la forma y la orientación de las isosistas, así como a la atenuación de los valores de intensidad. Esta última se expresa por una mayor o menor distancia entre las isosistas de terremotos de igual magnitud. Un análisis cuantitativo de forma y atenuación de las isosistas para esta región se encuentra en (Álvarez y Chuy, 1985). Esta subdivisión en zonas es un elemento que permite proponer que dentro de una zona sismogeneradora regional existen inhomogeneidades que impiden su comportamiento como un todo único. Debe señalarse que para algunos casos la orientación del eje principal de las zonas de isosistas no coincide con la dirección de las estructuras principales, sino con la de estructuras secundarias (transversales).

En la Tabla 2 se ve que la información utilizada sobre las isosistas de Cuba suroriental no es homogénea, y se pueden señalar algunos detalles de interés: 1) La orientación de las isosistas varía grandemente según nos movemos de E a O, lo que motiva la subdivisión en nueve zonas. Todas ellas corresponden al sistema principal de fallas Bartlett-Caimán, pero con diferentes elementos del sistema secundario asociado a él, lo que explica su diversidad. 2) Para algunas isosistas es elevada la cantidad de puntos, pero, para la mayoría es escasa. 3) Hay zonas seleccionadas para una sola isosista. 4) Todas las zonas corresponden a terremotos que ocurren a menos de 50 km de profundidad. 5) Existe una zona de isosistas que comprende profundidades de 10-50 km. Hay zonas de isosistas que, a pesar de ser de una misma localidad (ej. Baconao), tienen diferentes formas aunque las profundidades son parecidas al comparar zona con zona.

Para el resto del territorio, Cuba occidental, el análisis está afectado por la escasez de datos (Tabla 3). Como elementos importantes se pueden señalar los siguientes: 1) Los eventos más fuertes ocurridos están distribuidos con cierta uniformidad (unos 180 km de separación entre ellos). 2) Existe gran diversidad de orientación de

Tabla 2
Terremotos utilizados en el análisis. Cuba suroriental

No. de zona	Fecha		Hora		S	M/K	H (km)	Localidad (provincia)	Imáx (MSK)	Coordenadas		Cantidad de puntos
	D	M	A	H	M					Lat N	Lon O	
1	21	04	1984	07	11	19.8	22.5	El Diamante (Guantánamo)	4	19.96	74.19	25
2	16	04	1986	02	17	19.9	20	Baconao (S. de Cuba)	4	19.83	75.40	63
	31	08	1986	10	59	10.3	15	Ramón Guaniniao	4.5	20.06	75.17	17
3	03	02	1987	22	12	19.7	7.5	S. de Cuba Frío de Nagua (Guantánamo)	3.5	19.88	76.17	27
4	07	08	1947	00	40	6.75/	50	S. de Cuba	7	19.75	75.20	23
	07	07	1987	22	06	10.7	25	Cazonal (S. de Cuba)	4.5	19.92	75.62	48
	07	01	1986	21	47	18.7	10	Siboney (S. de Cuba)	4	19.80	75.68	11
	01	12	1983	00	09	10.5	15	Mar Verde (S. de Cuba)	5	19.83	75.96	41
	11	10	1968	02	38	4.3/	33	S. de Cuba	6	19.88	75.92	36
	07	11	1977	10	50	10.0	20	Berraco (S. de Cuba)	4.5	19.90	75.78	8.5
5	13	11	1978	07	43	4.7/	33	S. de Cuba	6	19.84	76.05	18
	23	10	1984	14	55	19.0	12.5	Siboney (S. de Cuba)	4	19.97	76.01	18
	05	05	1984	13	22	10.7	12.5	Aerop. A. Maceo (S. de Cuba)	4	19.85	75.84	34

Tabla 2 (Continúa)

No. de zona	Fecha		Hora		M/K	H (km)	Localidad (provincia)	Imáx (MSK)	Coordenadas		Cantidad de puntos	
	D	M	A	H					M	S		Lat N
6	27	10	1984	05	51	/10.3	12.5	Aserradero (S. de Cuba)	6	20.09	76.10	68
	20	08	1984	02	37	/10.3	17.5	Chivirico (S. de Cuba)	5	19.92	76.47	61
	02	04	1984	06	37	/10.6	20	Caña Brava (S. de Cuba)	5	19.92	76.89	45
	02	04	1984	10	15	/8.7	12	Oeste del P. Turquino (S. de Cuba)		19.99	76.76	26
7	03	05	1984	14	47	/10.3	17.5	Caimanera (Guantánamo)	5	19.82	75.50	53
	23	02	1984	14	56	/9.0	10	Los Pataos (Guantánamo)	4	17.91	75.4	16
	08	11	1985	03	33	/11.5	22.5	Caimanera (Guantánamo)	5	19.96	75.90	24
	03	02	1932	06	15	6.75/	(30)	S. de Cuba	8	19.82	75.50	61
9	01	09	1985	01	00	/12.2	37.5	Baconao (S. de Cuba)	5	19.86	75.39	58
	25	04	1987	17	48	/10.1	2.5	Bayamo (Granma)	4.5	20.41	76.65	64
	25	04	1987	23	49	/9.0	5	Cruce de Figueredo (Granma)	3	20.37	76.61	28
	16	04	1987	14	49	/10.0	7.5	Bayamo (Granma)	4.5	20.43	76.69	65
25	04	1987	20	14	/8.8	2.5	Cerca Blanca (Granma)	3.5	20.34	76.60	20	

Tabla 3
Terremotos utilizados en el análisis. Cuba occidental

No. de zona	Fecha		Hora		M/K	H (km)	Localidad (provincia)	Ímáx (MSK)	Coordenadas		Cantidad de puntos	
	D	M	A	H					M	S		Lat N
1	08	04	1974	03	18	(3.7)/	(5)	Esmeralda (C. de Ávila)	6	(21.50)	(78.05)	64
	27	06	1972	00	12	(3.0)/	(5)	Esmeralda (C. de Ávila)	5	(21.80)	(78.05)	13
2	22	01	1982	23	10	(6.0)	(20)	San Cristóbal (P. del Río)	8	(22.00)	(83.00)	50
3	16	12	1982	20	20	4.7/	30	Toriente-J. Grande (Matanzas)	6	22.4	81.25	55
4	28	02	1914	04	50	(6.2)/	50	Gibara (Holguín)	7	(21.30)	(76.20)	42
15	08		1939	54	51	(5.6)/	15	Remedios-Caibarién (Las Villas-S. Spiritus)	7	22.5	79.25	27

Tabla 4
Terremotos utilizados en el análisis. La Española

No. de zona	D	Fecha			Hora		M/K	H (km)	Imáx (MSK)	Coordenadas		Cantidad de puntos
		M	A	H	M	S				Lat N	Lon O	
1	07	05	1842	22	25		(8.2)	(60)	10	(19.8)	(72.2)	29
	29	12	1897	11	32		(7.5)	(50)	9	(20.1)	(71.2)	14
	04	08	1946	17	51		8.1	50	9	19.25	69.0	25
	18	10	1751	20	00		(7.3)	(30)	11	(18.4)	(70.6)	11
2	11	05	1910				(6.5)	(30)	8	(18.5)	(70.6)	11
	04	06	1770	00	15		(7.5)	(70)	9	(18.5)	(72.3)	31
	21	11	1751	13	00		(6.5)	(30)	8	(18.6)	(72.3)	14
3	09	04	1860	03	30		(6.7)	(50)	8	(18.6)	(73.2)	12
	06	10	1911	10	16		(7.2)		8	19.0	70.5	22
	23	09	1887	11	55		(7.9)	(60)	9	(19.5)	(74.2)	21

Tabla 5
Terremotos utilizados en el análisis. Jamaica

No. de zona	D	Fecha			Hora		M/K	H (km)	Imáx (MSK)	Coordenadas		Cantidad de puntos
		M	A	H	M	S				Lat N	Lon O	
1	22	03	1907	23	12		(5.0)	(30)	6	(17.8)	(76.8)	8
	14	10	1914	07	15		(4.5)	(30)	6	(17.5)	(76.8)	12
2	02	01	1908	13	09		(5.5)	(20)	7	(18.1)	(77.7)	20
3	03	08	1914	11	25		(5.5)	(20)	7	(18.0)	(76.3)	20
	11	09	1909	15	11		(4.3)	(10)	6	(18.0)	(76.7)	8
	30	11	1916	08	34		(4.5)	(10)	6	(18.1)	(76.5)	7
	26	02	1978	05	07		(5.5)	(20)	6	18.05	76.39	

las zonas de isosistas debido a que la mayoría de los eventos se asocia a estructuras locales. 3) Fue posible agrupar dos eventos (zona 4) bastante alejados entre sí por estar asociados a la única estructura sismogeneradora regional presente en el territorio.

Es significativa para Jamaica la orientación NO-SE de los ejes principales de dos de sus zonas de isosistas (Nos. 2 y 3), lo cual permite relacionarlas con algunos bloques neotectónicos delimitados por Cotilla y Cabrera (1994) y Cotilla *et al.* (1991) que tienen esas orientaciones diferentes a la NE de las principales unidades neotectónicas de esta parte del Caribe. Esto según nuestra opinión responde a un "retardo" o movimiento al oeste del macrobloque Jamaica, relacionado por supuesto con procesos del manto superior. La zona 1 tiene su eje principal orientado en la dirección E-O coincidente con las estructuras neotectónicas del SO de La Española.

En el caso de La Española las zonas de isosistas pueden relacionarse de acuerdo a los datos neotectónicos de la siguiente forma: la zona norte (de medias isosistas (No. 1)) responde al macrobloque Fosa La Española (relacionada con el sistema de fallas de la fosa al norte y con las fallas del Valle del Cibao) donde se localiza la subducción (en su parte este) con focos sísmicos someros y profundos. La zona (No. 2) con orientación NO-SE de su eje principal tiene una gran complicación tectónica, ya que involucra fallas de igual dirección (Neiba, Ocoa y San Juan), con focos sísmicos someros y profundos. Es aquí donde se reporta el mayor número de eventos sísmicos del megabloque La Española y posee un mecanismo focal dominante de desplazamiento vertical. Esta zona se caracteriza también por una potencia y complejidad variadas de la capa sismoactiva (González y Vorobiova, 1989). Aunque las características de ambas zonas son diferentes, desde el punto de vista de las magnitudes máximas reportadas son equivalentes. Por otra parte, la zona del SO (No. 3) está estructuralmente enlazada con Jamaica y presenta focos sísmicos no profundos al estilo de la región suroriental de Cuba.

Como principal resultado del análisis anterior se puede decir, que tanto para La Española, Jamaica y la región suroriental de Cuba es posible agrupar las isosistas por su forma y que dentro de una zona sismogeneradora regional existen inhomogeneidades que impiden considerarlas continuas y regulares. Por otra parte, todas las zonas no pueden ser caracterizadas con igual nivel de confiabilidad. No obstante, llamaremos la atención sobre la similitud, en cuanto a la forma y la orientación, de las zonas de las isosistas de La Española y Jamaica (aunque en atenuación se diferencian), debido a que es necesario un estudio detallado de ellas en particular y de la neotectónica de estos bloques para obtener conclusiones definitivas.

Una vez concluida la caracterización por forma y atenuación de las isosistas, el paso a la estimación de las dimensiones focales es la clave para la confección de un mapa de potenciales sísmicos. Algunos autores han planteado que resulta una buena aproximación a las dimensiones del foco, el considerar para un terremoto, la isosista de intensidad mayor o igual que IX grados, en la región del Caribe esto ha sido realizado por Kelleher *et al.* (1972). Sin embargo en esta parte del Caribe resultan ser escasos tales eventos, y para ellos es muy difícil realizar una reconstrucción confiable por haber ocurrido fundamentalmente en siglos pasados.

Por otra parte, si consideramos como criterio de estabilidad de una isosista el número de puntos más una distribución espacial de los mismos lo más cercana posible a la uniforme, podemos concluir, que para los mapas de isosistas utilizados, las isosistas más estables corresponden en general al valor Imáx -1. A partir de estas consideraciones se decidió tomar como elemento básico para el trazado de las zonas con diferente nivel de potencialidad (en la dimensión energética) precisamente esta isosista de valor Imáx -1. Nótese que no empleamos este parámetro como medida de las dimensiones focales.

Potenciales sísmicos

El potencial sísmico de una región depende principalmente de tres factores: 1) Etapa del desarrollo geológico de la región. 2) Dimensiones (largo, ancho y profundidad) de las zonas de origen de terremotos que integran la región. 3) Régimen de esfuerzos.

Con relación al *primer factor* resulta evidente que la región está sujeta, desde al menos el Eoceno Superior (parte alta), a la combinación de movimientos neotectónicos de tipo oscilatorio verticales y de desplazamiento lateral siniestro.

Segundo factor: Para esta parte del Caribe los principales elementos sismogeneradores son de dimensiones regionales, del orden de los miles de kilómetros, que ejercen influencia sobre otros de menor categoría (Cotilla y Franzke, 1994). También se evidencia que las zonas preferentes de realización de los terremotos de $M_s > 7.0$ están muy bien localizados sobre esas zonas sismogeneradoras. Para el caso $M_s: 6.0-7.0$ el número de eventos reportados es mayor y su distribución espacial envuelve, invariablemente, a las anteriores; otro tanto sucede para el cuarto nivel, es decir, existe una "preferencia" marcada para la ocurrencia de terremotos muy fuertes sobre las zonas sismogeneradoras.

Tercer factor: De acuerdo a los resultados de los mecanismos focales y a las evaluaciones del tensor de esfuerzos (Cotilla y Franzke, 1994) es posible sustentar que el régimen de los esfuerzos tectónicos principales es de tipo transpresivo y de dirección NE.

Finalmente para la confección del mapa de potenciales sísmicos se procedió de la siguiente forma:

- Se subdividieron las magnitudes máximas reportadas en cuatro intervalos $M \geq 8.0$, $M = [7.0, 8.0)$, $M = [6.0, 7.0)$ y $M = [5.0, 6.0)$.
- Para cada zona de isosistas se determinó la orientación del eje fundamental de éstas.
- Se valoraron los errores de las determinaciones epicentrales en cada intervalo de magnitud considerando tanto determinaciones instrumentales como macro-sísmicas.
- Se asumió que las dimensiones mínimas de la zona con un nivel dado de potencial dado, corresponden a la isosista más estable con valor $I_{máx} - 1$ ocurrida en ella. Para los terremotos cuyas isosistas máximas se desconocen se extrapolaron las de otras zonas con características parecidas.
- Estas dimensiones mínimas se extendieron cuando se tenían datos de estimados del error en las determinaciones epicentrales, que no permitían fijar unívocamente los epicentros correspondientes. Para ello se tomó en consideración la orientación del eje fundamental en cada zona de isosistas.
- Se realizó un ajuste de cada zona en base a las características morfoestructurales.
- Este proceso se realizó para cada máximo local de potencial; en caso de superposiciones se realizó un suavizado adicional del contorno resultante. Además, para los casos de saltos $M_{máx} > 1$ en el mapa resultante, se interpolaron isólinas

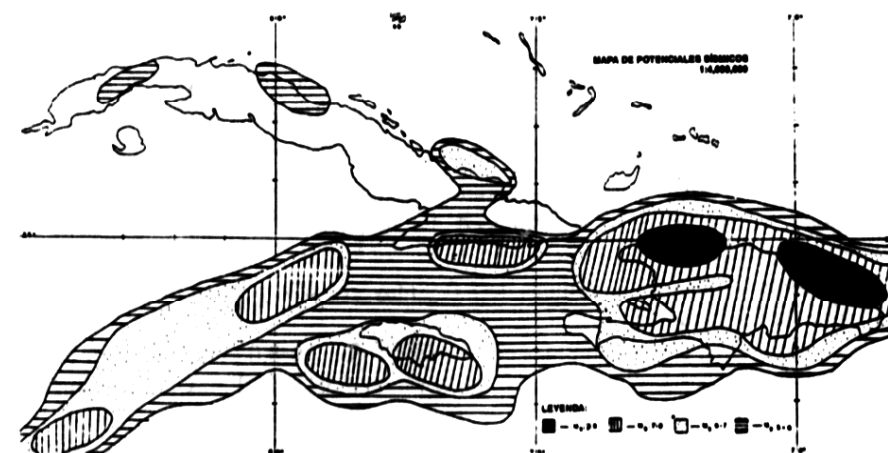


Figura 6. Mapa de potenciales sísmicos, escala 1:4,000,000.

1: $M \geq 8$; 2: $7 \leq M < 8$; 3: $6 \leq M < 7$; 4: $5 \leq M < 6$

para garantizar siempre $M_{máx} = 1$; esta interpolación siempre se realizó siguiendo los contornos de las principales morfoestructuras.

En la Figura 6 se presenta el mapa de potenciales sísmicos. Se obtuvo que es sólo para la PBZ al norte de La Española donde se pueden producir, en base a esta metodología, eventos sísmicos con magnitudes mayores que 8.0. Envolviendo a esta zona que es de subducción predominante sobre el plano regional de corrimiento por el rumbo y con grandes contrastes neotectónicos, aparece el rango de magnitudes 7.0-8.0, que se presenta también en el sur de Cuba, sur y suroeste de La Española, Islas Caimán y del Cisne; mientras que las magnitudes menores pueden producirse en diferentes partes de la región. Debe destacarse que la dimensión lineal del eje principal de los máximos relativos del potencial es superior a la longitud de ruptura que se obtiene con la fórmula de Rubio (1985) para la magnitud correspondiente.

Por último, los estimados cuantitativos (para el periodo 1993-2002 y $M_s > 6 = 7.0$) obtenidos por Panagiotopoulos (1995) para 12 zonas sismogeneradoras de los bordes de la placa Caribe, coinciden en términos generales con los de (McCann et al., 1979) y Nishenko (1991). Estos estimados también confirman nuestra propuesta, por supuesto de considerar el segmento correspondiente del norte del Caribe, y que resumimos seguidamente:

Zona sismogeneradora	M_s	Probabilidad
Española (R. Dominicana-P. Rico)	7.5	0.61
Jamaica	7.5	0.58
Española (Haití)	7.5	0.53
Cuba	7.2	0.01

Conclusiones

Del mapa de los potenciales sísmicos para parte del arco de Las Antillas Mayores, específicamente en la región comprendida entre los 16°-24° Lat. N y los 67°-85° Lon. O, se puede concluir que:

- La principal estructura sismogeneradora de esta parte del arco de Las Antillas Mayores corresponde a los sistemas de fallas Bartlett-Caimán y Puerto Rico-La Española (Falla Septentrional).
- Los terremotos con magnitudes de 8.0 y mayores sólo pueden originarse en el norte de La Española.
- Los terremotos con magnitudes en el intervalo de 7.0-8.0 pueden ocurrir en La Española, al sur de Cuba oriental, en las inmediaciones de las Islas Caimán y más al oeste de ellas.
- Los terremotos con magnitudes menores que 6.0 se encuentran prácticamente distribuidos en toda la región estudiada.

No se descarta que otras zonas de esta parte del Caribe pueden producir terremotos, pero su potencial sísmico será siempre menor a éstos (de acuerdo con la información sismológica conocida).

A nivel local aparece una preferencia a la liberación energética de los terremotos en las intersecciones de las zonas sismogeneradoras principales y las estructuras transversales.

Dentro de las zonas sismogeneradoras regionales existen inhomogeneidades que impiden considerarlas continuas y regulares.

Referencias

- Álvarez, L.; Serrano, M.; Rubio, M.; Chuy, T. y González, B. "El terremoto del 19 de Febrero de 1976 en Pílon, región oriental de Cuba", *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, no. 5, pp. 5-61, IGA ACC, 1985.
- Álvarez, L.; Rubio, M.; Chuy, T. y Cotilla, M. "Informe final del tema 31001: Estudio de la sismicidad de la región del Caribe y estimación preliminar de la peligrosidad sísmica en Cuba", Archivo del Dpto. de Sismología, IGA ACC, 1985.
- Álvarez, L. y Cotilla, M. (inédito). "Mecanismos focales de terremotos", *El relieve de Cuba oriental y su geodinámica reciente*, Fondos del Inst. Geografía de la ACC.
- Brace, D.P. and Vogt, P.R. "Plate tectonics on the Hispaniola area", *Geological Society of America Bulletin*, vol. 81, pp. 2855-2860, September, 1970.
- . "Plate tectonics on the Hispaniola area", *Reply. Geological Society of America Bulletin*, vol. 82, pp. 1127-1128, April, 1971.
- Calais, E. and Mercier de Lapinay, B. "Strain and kinematics along the Caribbean and North America strike-slip boundary zone", *Jour. Geophys. Res.*, vol. 98, no. B5, pp. 8293-8308, 1993.

- Cotilla, M. and Franzke, H.J. "Some comments on the seismotectonic activity of Cuba", *Z. Geol. Wiss.*, vol. 22, nos. 3/4, pp. 347-352, Berlín, August, 1994.
- Cotilla, M.; González, E.; Díaz, J.L. y Cañete, C. "Estudio complejo geomorfológico-estructural de la zona marítima del sur de Cuba oriental", *Rev. Geofísica*, no. 34, pp. 167-175, enero-junio, 1991.
- Cotilla, M. y Cabrera, M. "Esquema neotectónico de Jamaica, escala 1:1,000,000. Archivo del Inst. de Geofísica y Astronomía", Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente, 1994.
- Chuy, T.; Dzhrasv. R.U.; Álvarez, L.; Álvarez, H. y Mirzoev, K.M. "Informe técnico de las investigaciones macrosísmicas en el territorio de Cuba oriental y en la región de emplazamiento de las variantes 2 y 10 de la CEN Holguín", Archivo del Dpto. Sismología, Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba, 1988.
- Chuy, T., "Isosistas de terremotos", *Nuevo Atlas Nacional de Cuba*, Madrid, p. II.3.2, 1989.
- Dean, B.W. and Drake, C.H.L. "Focal mechanism solution and tectonic of the Middle America Arc", *J. of G.*, vol. 86, pp. 111-128, 1978.
- DeMets, C.; Gordon, R.G.; Argus, D.F. and Stein, S. "Current plate motions", *Geophys. Jour. Int.*, no. 101, pp. 425-478, 1990.
- Dengo, J. and Sykes, L.R. "Determination of Euler pole for contemporary relative motion of the Caribbean and North American plates using slip vectors of interplate earthquakes", *Tectonics*, 14, pp. 39-53, 1995.
- González, B.E. y Vorobiova, E.O. "Distribución de las profundidades focales de los terremotos y su relación con la magnitud en la región de las Antillas Mayores", *Com. Cient. sobre Geofísica y Astronomía*, no. 8, 13 pp., 1989.
- Heubeck, Ch. and Mann, P. "Geologic evaluation of plate kinematic models for the North American-Caribbean plate boundary zone", *Tectonophysics*, 191, pp. 1-26, 1991.
- Johnston, Arch. C. and Kanter, L.R. "Earthquakes in stable continental crust", *Scientific American*, pp. 42-49, March, 1990.
- Kelleher, J.A. "Rupture zones of large South America earthquakes and some predictions", *J. of G.R.*, vol. 77, no. 11, pp. 2087-2103, April 10, 1972.
- Kelleher, J.; Sykes, L. and Oliver, J. "Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean", *J. of G.R.*, vol. 78, no. 14, pp. 2547-2584, May 10, 1973.
- Mann, P. and Burke, K. "Neotectonics of the Caribbean", *Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol. 22, no. 4, pp. 309-362, November, 1984.
- McCann, W.R.; Nishenko, S.P.; Sykes, L. and Krause, J. "Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries", *Pure Applied Geophysics*, 117, pp. 1082-1147, 1979.
- McCann, W.R. and Sykes, L.R. "Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean plate: implications for the tectonics and seismic potential of the Northeastern Caribbean", *J. of G.R.*, vol. 89, no. 6, pp. 4493-4519, June 10, 1984.