

MODELO DE VELOCIDADES SÍSMICAS DE CUBA ORIENTAL

Raúl Palau Clares*, Bladimir Moreno Toirán & Miguel Ángel Blanco Rodríguez

Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, CENAI, La Habana, Cuba

*Autor para contacto: palau@sssn.ciges.ing.cu

(Recibido: 14/12/06; aceptado: 20/02/07)

ABSTRACT: This study determines a one-dimensional seismic velocity model to be used in the daily routine analysis of earthquake data. This is useful for the geographical localization of the seismic events as well as an initial model for 3D seismic tomography studies. In order to calculate the velocity model, the Cuban earthquake catalogue from 1998 until the 2004 was used. The chosen area for the study is located in the eastern part of the Cuban Island, specifically between 19.80-21.00 north latitude and 74.33-77.00 west longitude. From a total of 209 local events, 117 events with RMS between 0 and 1 seconds, GAP between 0-180° and recorded for 3 or more stations were selected. The obtained velocity model has mainly three layers. A shallow layer 1 km-thick and P-wave velocity of 3.6 km/s, an intermediate layer 6 km-thick and P-wave velocity of 5.8 km/s and a bottom layer 13 km-thick and P-wave velocity of 6.9 km/s. The results suggest a transitional crust with an average thickness of 20 km.

Key words: Eastern Cuba, seismic velocities, one-dimensional model, seismic catalogue, transitional crust.

RESUMEN: El presente estudio determina un modelo unidimensional de velocidades de ondas sísmicas muy útil en la rutina diaria de análisis de datos para la localización geográfica de los eventos sísmicos y como modelo inicial para los estudios de tomografía sísmica 3D. Para determinar el modelo de velocidades se utilizó el catálogo cubano de terremotos desde 1998 hasta el 2004. La zona escogida para el estudio se encuentra ubicada en la parte oriental de la isla de Cuba, específicamente entre los 19,80-21,00 latitud norte y los 74,33-77,00 longitud oeste. De un total de 209 eventos locales, fueron seleccionados 117 eventos con tiempo residual (RMS) entre 0-1 segundo, ángulo residual de cobertura de estaciones sismológicas (GAP) entre 0-180 grados y registrados por 3 o más estaciones. Se obtuvo un modelo de velocidades compuesto fundamentalmente por tres capas; una capa superficial de un espesor de 1 km con una velocidad promedio de la onda P de 3,6 km/s, una capa intermedia de 6 km de espesor con una velocidad promedio de 5,8 km/s y una capa inferior de 13 km de espesor con una velocidad promedio de 6,9 km/s. Los resultados sugieren una corteza predominantemente de transición con una espesor promedio de 20 km.

Palabras clave: Cuba oriental, velocidades sísmicas, modelo unidimensional, catálogo sísmico, corteza transicional.

INTRODUCCIÓN

La Falla Oriente (OF) representa la mayor amenaza sísmica en el territorio cubano. Esta define un segmento de frontera de placa entre la placa de Norte América y la placa del Caribe dominada por deformaciones de deslizamiento de rumbo (strike-slip, figura 1). Gran parte de esta deformación se concentra en la zona de transtensión y transpresión, tal como la cuenca de Cabo Cruz (CCB) y el Cinturón Deformado de Santiago (SDB). Esta zona de falla forma parte del sistema Bartlett-Caymán, y es responsable de más del 90% de la sismicidad y de los terremotos más destructivos observados en el territorio cubano. Según datos históricos, han ocurrido 20 terremotos fuertes durante los últimos 400 años con intensidad VII o superior en la escala MSK (Alvarez et al., 1973). Terremotos de magnitud mayor que 7 han ocurrido en esta zona, como es el caso de los terremotos del 12 de junio de 1766 y del

20 de agosto de 1852. El terremoto fuerte más reciente de esta área ocurrió el 25 de mayo de 1992 con una magnitud (M_s) de 6,9, con epicentro en CCB (Perrot et al., 1997).

Estudios previos de la corteza en Cuba y zonas aledañas han sido realizados con el uso de perfiles sísmicos y mediciones gravimétricas (Ewing et al., 1960; Edgar et al., 1971; Goreau, 1983; Calais & Mercier de Lépinay, 1990, 1991; Case et al., 1990; Donnelly, 1994). La mayoría han sido enmarcados en el área del mar Caribe entre Cuba y Jamaica. Otros estudios han caracterizado el interior de la isla (Bush & Shcherbakova, 1986). La zona del mar Caribe entre Cuba y Jamaica tiene una estructura bastante compleja con variaciones laterales en velocidad de la onda sísmica y espesor irregular de la corteza oceánica. El espesor de la corteza varía entre 5 y 20 km excluyendo la profundidad del agua (Case et al., 1990). Según estudios de refracción sísmica, la velocidad de la onda P muestra variaciones laterales de 7,8

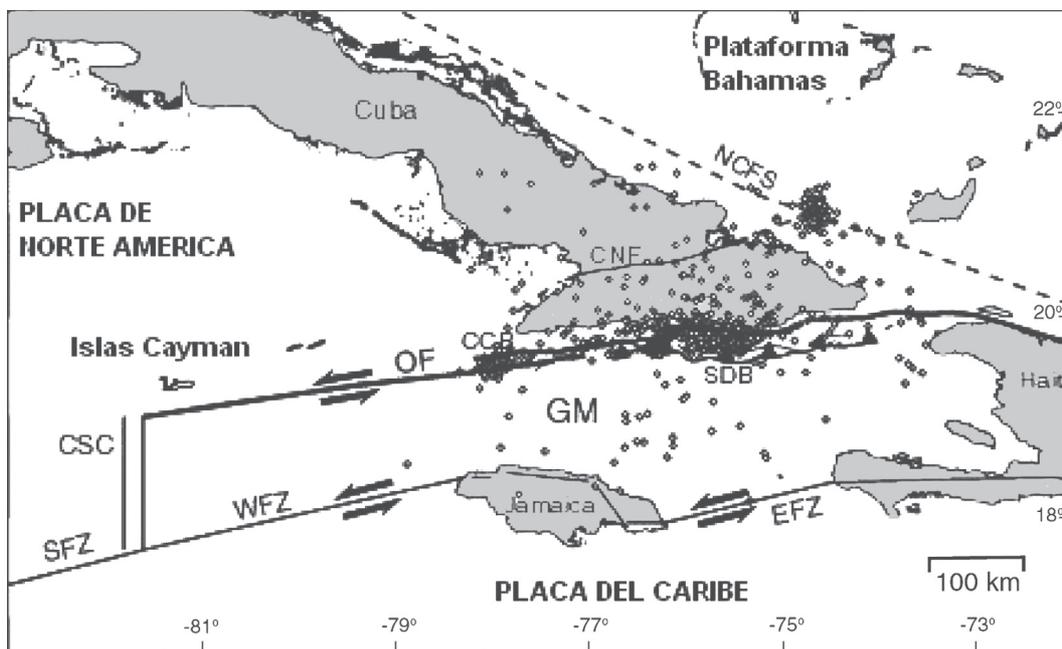


Fig. 1: Esquema sismotectónico de Cuba sur-oriental tomado de Moreno et al. (2002). OF- Falla Oriente; WFZ – Zona de Falla Walton; EFZ – Zona de Falla de Enriquillo; CNF – Falla Cauto Nipe; NCFs – Sistema de Fallas Nortecubanas; SFZ- Zona de Falla Swan; CSC – Centro de generación de corteza Caymán; GM- Microplaca de Gonave; CCB- Cuenca de Cabo Cruz; SDB- Cinturón Deformado de Santiago. Las líneas discontinuas representan trazas de fallas asumidas. Círculos muestran 569 eventos sísmicos registrados por 3 ó más estaciones entre marzo de 1998 y julio del 2000.

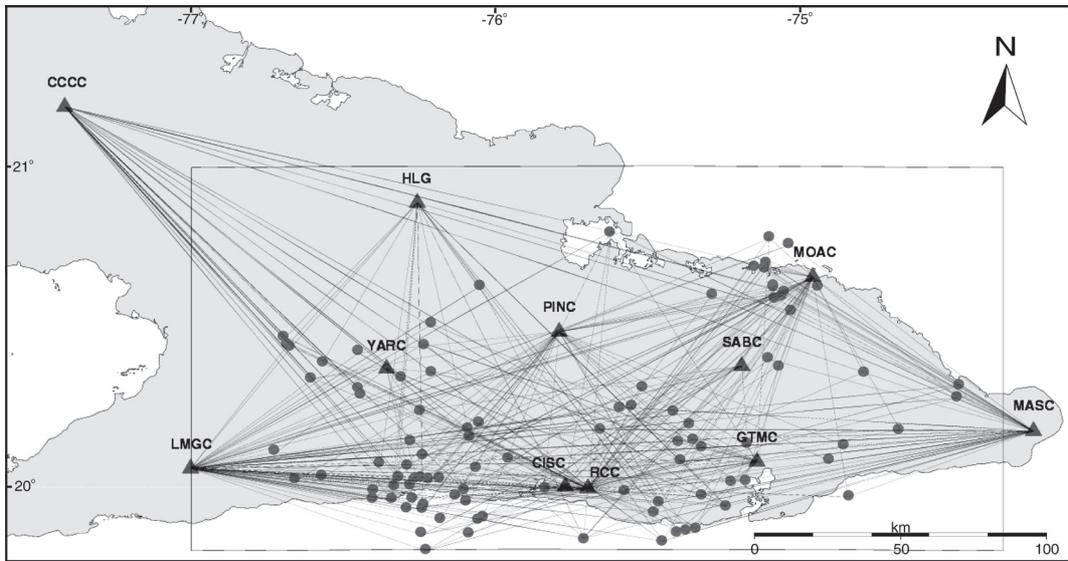


Fig. 2: Trayectoria de los rayos sísmicos en la zona de estudio. Los círculos representan los epicentros y los triángulos representan las estaciones. El rectángulo enmarca el área de estudio.

km/s a 8,2 km/s en el manto superior y de 5,4 km/s a 6,4 km/s en la capa basáltica de la corteza (Ewing et al., 1960). El interior de la isla está caracterizado principalmente por una corteza de transición con un rango de espesor entre 17 a 30 km (Bush & Shcherbakova, 1986). Según Bush & Shcherbakova (1986) la corteza de Cuba Oriental se puede dividir en tres capas: (1) Una capa sedimentaria-volcánica con velocidad de la onda P de 4,0 a 4,8 km/s; (2) una capa superior de corteza consolidada (5,8-6,4 km/s); y (3) una capa inferior de corteza consolidada (6,3-6,7 km/s). Moreno et al. (2002) determinaron un modelo de velocidades para la zona del mar Caribe entre Cuba y Jamaica, por lo que el presente estudio se enmarca en el interior de la isla de Cuba, particularmente en la zona oriental. El objetivo principal del trabajo era determinar un modelo de velocidades tridimensional, pero la cantidad de eventos sísmicos disponible no permitió una densidad adecuada de rayos sísmicos para este tipo de cálculos. El presente estudio determina un modelo de velocidades unidimensional muy útil para la localización geográfica de los eventos sísmicos.

FUENTES DE DATOS

La red de estaciones sismológicas de Cuba está formada por 8 estaciones asistidas (con personal 24 horas) localizadas a lo largo de la isla, de las cuales 7 son estaciones de banda ancha (0,05 Hz – 20 Hz) y una de período corto (1 Hz -12 Hz). También existen cinco estaciones telemétricas de 3 componentes y período corto concentrada en la parte oriental de Cuba. Todas las estaciones están sincronizadas por el Sistema de Posicionamiento Global (GPS). Más información acerca de la red puede ser encontrada en Moreno (2002).

Para establecer el modelo de velocidades 1-D usado en la determinación de hipocentros se utilizó el catálogo cubano de terremotos desde 1998 hasta el 2004. La zona escogida para el estudio se encuentra ubicada en la parte oriental del archipiélago cubano, específicamente entre los 19,80-21,00 latitud norte y los 74,33-77,00 longitud oeste (Fig. 2). De un total de 209 eventos locales registrados por las estaciones, fueron seleccionados 117 eventos con RMS entre 0 y 1 segundo, GAP entre 0 y 200 grados y registrados por 3 o más estaciones. El criterio de selección está basado en el residuo medio (*root mean square*, RMS) de la

diferencia entre los tiempos de llegada teóricos y reales y la cobertura (GAP) de estaciones que registraron el evento. El área de estudio enmarca 5 estaciones de banda ancha: Río Carpintero, Maisí, Moa, Cascorro y Las Mercedes, una de período corto, Holguín y 5 estaciones telemétricas, también de período corto: Cies, Sabaneta, Yarey, Pinares y Guantánamo. Todos los datos seleccionados fueron reanalizados, lo cual significó inspeccionar la traza sísmica de cada registro.

METODOLOGÍA

La herramienta usada en este estudio fue el programa VELEST (Kissling et al., 1995). Es una rutina escrita en FORTRAN77 diseñada para derivar un modelo unidimensional (1D) de velocidades que puede ser usado en la localización de terremotos y como modelo de referencia inicial para estudios de tomografía sísmica (Kissling, 1988; Kissling et al., 1994). Originalmente fue escrito en 1976 por W.L. Ellsworth y S. Roecker para estudios de tomografía sísmica con el nombre del programa HYPO2D (Ellsworth, 1977). En 1984, E. Kissling y W. L. Ellsworth, después de modificaciones del flujo-estructura y la implementación de nuevas opciones, lo usaron para calcular el óptimo modelo de velocidades que mejor ajuste en localizar terremotos y tomografía sísmica 3-D del área de Long Valley, California. Desde entonces se ha aplicado VELEST a diferentes áreas en California, Alaska, Wyoming, Utah y los Alpes (Kissling, 1988; Kissling & Larh, 1991).

Una detallada explicación del problema del acople hipocentros-modelo de velocidad puede ser vista en Crosson (1976), Ellsworth (1977) y Thurber (1992). VELEST como programa aplicado a un problema no lineal puede trabajar en dos modos: (1) simultáneo y (2) simple. En el modo simultáneo resuelve el problema del acople hipocentros-modelo de velocidades para terremotos locales y explosiones y para un modelo de velocidades y corrección de estaciones invariables, VELEST realiza la determinación conjunta de hipocentros (JHD). En el modo simple realiza la localización de terremotos y explosiones.

El modelo consiste en una serie de capas de velocidades de ondas sísmicas y correcciones de

estaciones. En ambos modos el problema es resuelto usando la teoría de trayectoria de rayos sísmicos (*ray tracing*) de la fuente al destino, calculando los rayos directo, refractado y opcionalmente reflejado que pasan a través del modelo de velocidades. El problema inverso es resuelto por medio del mínimo cuadrado de la inversión completa de la matriz $[AtA + L]$, donde A es la matriz jacobiana, At es la matriz transpuesta y L la matriz amortiguada (*damped matrix*). Debido a que la inversión es no-lineal, la solución es obtenida de forma iterativa (Fig. 3).

VELEST no está exento de las principales limitaciones encontradas en la inversión de problemas no lineales. En primer lugar está la gran variedad de soluciones que pueden satisfacer el problema inverso. La solución depende del modelo de velocidades inicial y la ubicación de los eventos que inicialmente se usen para el proceso iterativo. VELEST define un gran número de variables de control que deben de ser modificadas en un largo proceso de prueba y error. También se debe de tener cuidado en la selección del espesor de las diferentes capas del modelo de velocidades. Este proceso se hace manualmente, ya que VELEST no tiene la posibilidad de cambiar los espesores de las capas de forma automática.

RESULTADOS

Modelo de velocidades

El problema del acople hipocentro-velocidad se resolvió con el método del "Joint-Hypocentre-Determination" (JHD) usando ambos tiempos de la llegada de las ondas P y S. La solución fue obtenida por un proceso de prueba y error con varios modelos de velocidades iniciales y con combinaciones diferentes de factores de amortiguamiento.

La relación V_p/V_s (cociente de velocidades entre la onda P y onda S) es un parámetro importante usado en el algoritmo de inversión. El cálculo de este valor se realizó con el diagrama de Wadati del sistema SEISAN (Havskov & Ottemöller, 1999). Para los eventos seleccionados se obtuvo una V_p/V_s de 1,74 con una desviación standar de 0,05. Una estación de referencia, que mantiene su coeficiente de ajuste inicial, (normalmente cero)

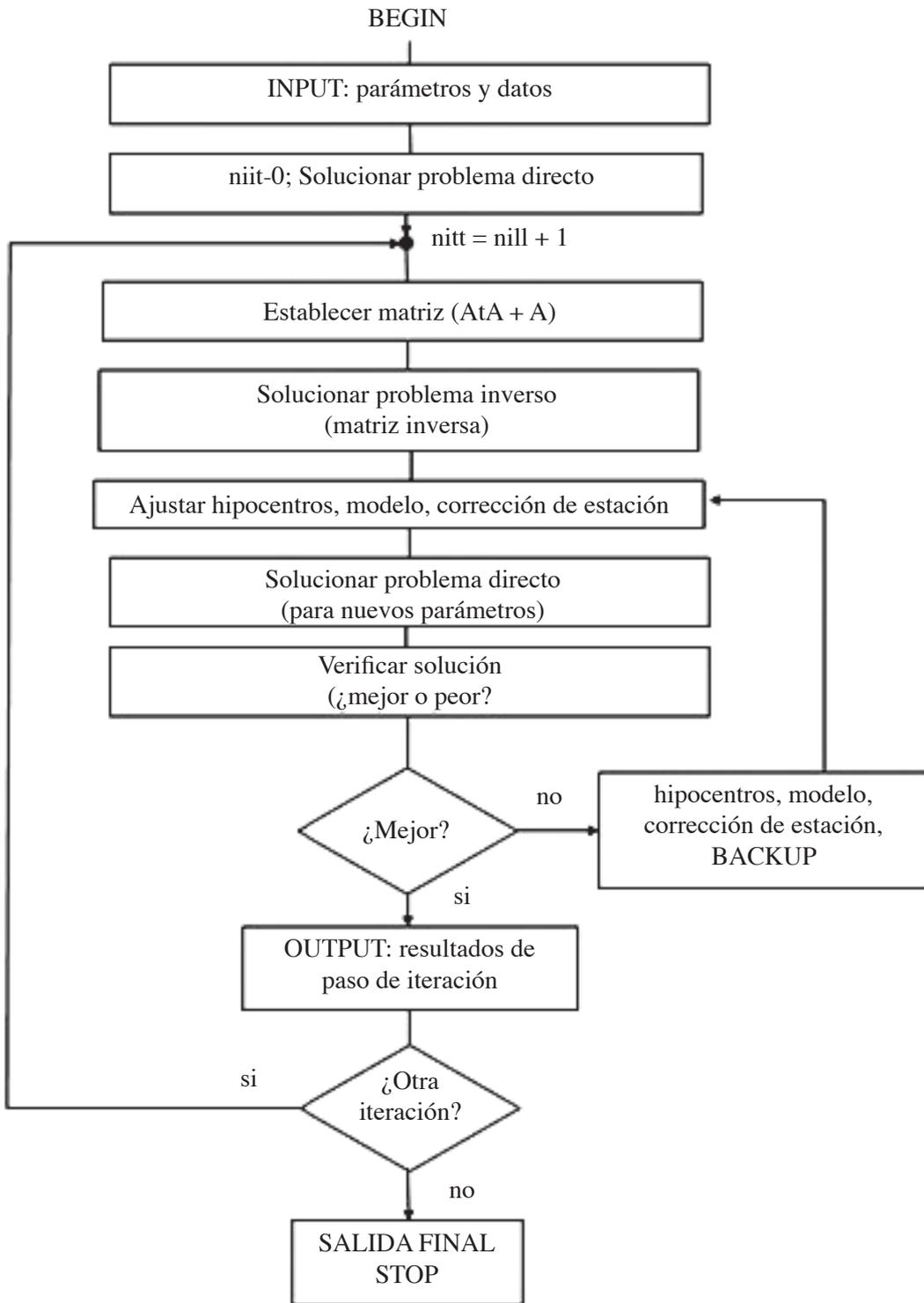


Fig. 3: Diagrama de flujo del programa VELEST.

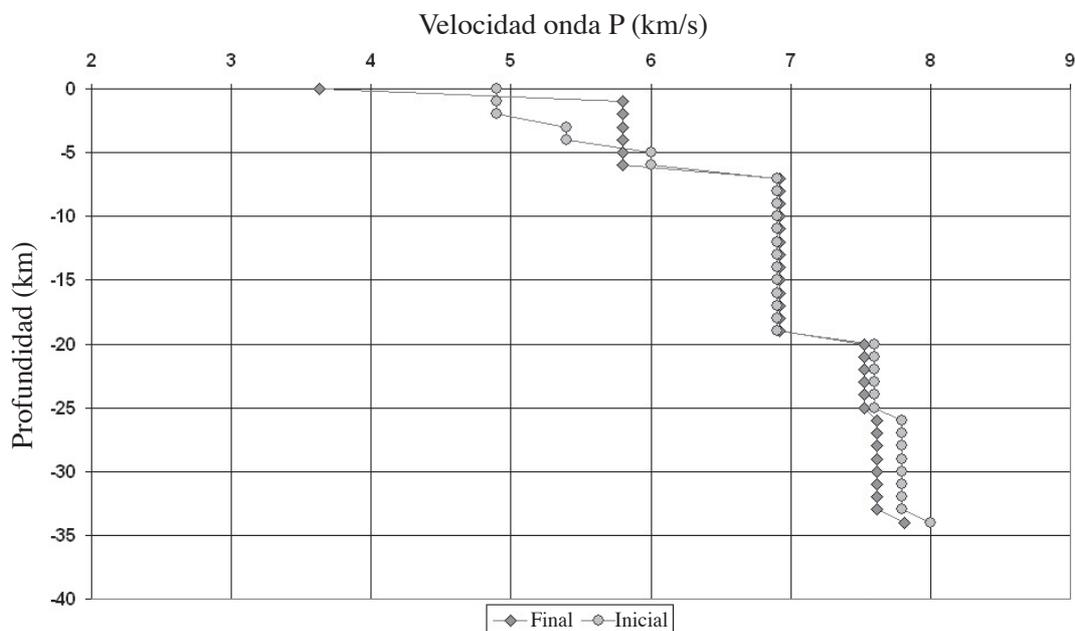


Fig. 4: Modelos de velocidades obtenido en este estudio y por Moreno et al. (2002).

también se requiere para el proceso de inversión. Considerando la distribución espacial de los terremotos y el número de observaciones, se seleccionó RCC como la estación de referencia. Esta estación tiene más del 95% de las lecturas totales y está localizada cerca de la zona más activa.

La solución del problema inverso depende fuertemente del modelo inicial e hipocentros iniciales. Como modelo inicial se seleccionó el obtenido por Moreno et al. (2002) (Figura 4). Solo un 50% de los eventos sísmicos seleccionados tenía inicialmente un RMS menor que 0,5, por lo que se hicieron varias corridas de VELEST usando cada vez, más terremotos y un modelo inicial diferente. Después de cada corrida se usó el modelo de velocidad obtenido, para relocalizar todo el catálogo y como nuevo modelo de entrada para la próxima corrida. Ese procedimiento permitió que aumentara el número de terremotos con bajo RMS y entonces usarlos como datos iniciales para la próxima corrida. Finalmente se obtuvo más del 90% de los datos con RMS menor o igual a 0,5 y un probable modelo final (Fig. 4). La figura 4 muestra además el modelo de velocidades de onda P obtenido por Moreno et al. (2002). Ambos modelos son similares, con algunas diferencias en

el número de capas superficiales, pero en general las velocidades de cada una de las capas son similares. Esto indica que el modelo obtenido por Moreno et al. (2002) es bastante representativo para toda la región oriental. Las diferencias entre estos dos modelos consisten en el hecho de que las áreas estudiadas son diferentes. En este estudio solo se incluye la parte de tierra de Cuba Oriental con una mejor cobertura de estaciones sismológicas y por ende un resultado final más preciso. Moreno et al. (2002) estudiaron toda el área entre Cuba y Jamaica. También hay que señalar que el conjunto de datos usado en este estudio tiene un mayor número de eventos superficiales que el que se usó en Moreno et al. (2002), por lo que existió un mayor control en el proceso de inversión para las primeras capas.

De qué forma la solución converge hacia un mínimo local depende del modelo de velocidad inicial e hipocentros iniciales. Para probar la variabilidad de la convergencia de la solución con respecto al modelo de entrada, se corrió VELEST con varios modelos de entrada diferentes (Fig. 5). Los modelos de entrada no tienen capa más allá de 34 km debido a la conocida sismicidad poco profunda del área y el espesor de la corteza. Las

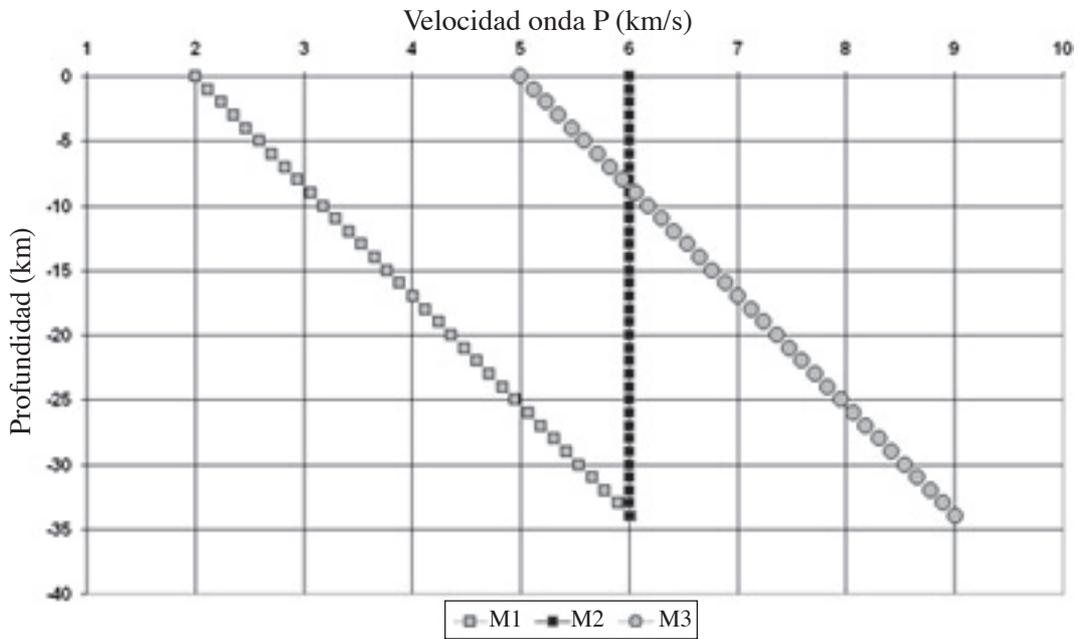


Fig. 5: Modelos iniciales para explorar el espacio residual de la inversión.

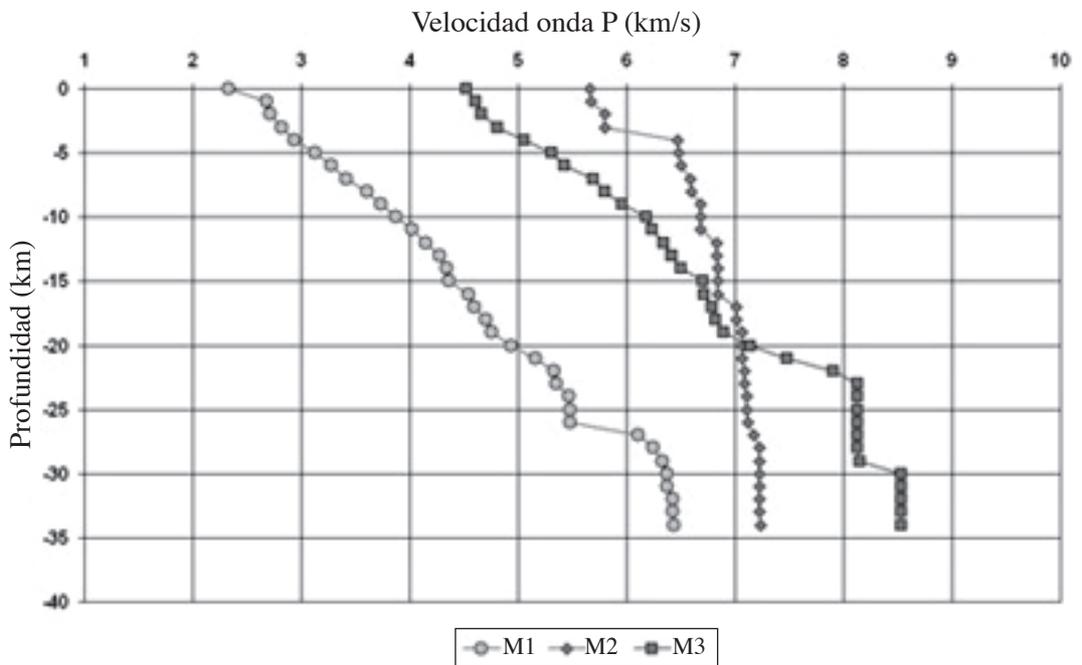


Fig. 6: Resultado de la inversión con el uso de los modelos iniciales mostrado en la figura 5.

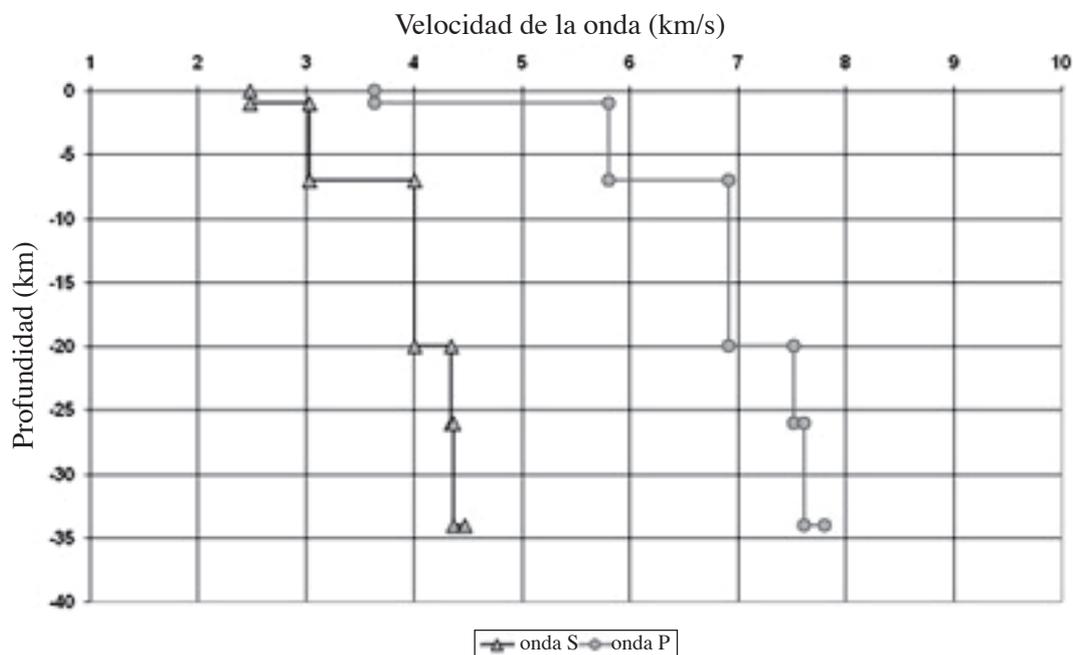


Fig. 7: Modelo de velocidades de P y S para Cuba Oriental.

soluciones muestran geometría similar, pero variabilidad grande en las velocidades, particularmente en las capas superiores (Fig. 6). Las capas superficiales no convergieron debido al número pequeño de terremotos con profundidades menores que 5 km. La mayoría de los terremotos se generaron a más de 5 km de profundidad. Los rayos provenientes de las capas inferiores penetran subverticalmente a las capas superiores, por lo que las longitudes del rayo son más cortas en las capas superiores y por consiguiente, el tiempo de viaje de esos segmentos lleva menos peso en el proceso

de inversión. Estos resultados indican que el problema de la inversión tiene una solución espacial con varios mínimos locales.

De todas las soluciones alcanzadas, la de menor residual medio corresponde a la mostrada en las figuras 4 y 7 (Cuadro 1).

Factores de corrección de las estaciones

Las correcciones de la estación son residuos del tiempo de viaje de las ondas con respecto a

Cuadro 1

Valores de los modelos de velocidades de la onda P y S para Cuba Oriental

Profundidad (km)	Velocidad onda P (km/s)	Velocidad onda S (km/s)
0	3,633	2,485
1	5,802	3,036
7	6,924	4,008
20	7,525	4,347
26	7,619	4,370
34	7,810	4,468

Cuadro 2

Factores de corrección de la estación

Estación	Tipo (N° comp.)	Latitud Norte (°)	Longitud Oeste (°)	Altitud (m)	Corrección onda P (s)	Corrección onda S (s)
CCC	Banda ancha (3)	21,1894	77,4170	66	0,11	0,12
RCC	Banda ancha (3)	19,9953	75,6965	100	0,0	-0,19
MAS	Banda ancha (3)	20,1760	74,2310	350	0,06	0,45
MOA	Banda ancha (3)	20,6583	74,9568	50	-0,26	-0,29
LMG	Banda ancha (3)	20,0584	77,0029	167	-0,05	-0,18
HLG	Período corto (3)	20,8899	76,2576	140	0,12	0,06
CIES	Período corto (3)	20,0020	75,7710	90	0,00	-0,08
YARC	Período corto (3)	20,3715	76,3584	209	-0,14	-0,49
PINC	Período corto (3)	20,4870	75,7910	647	-0,13	-0,16
GTMO	Período corto (3)	20,0800	75,1400	55	-0,37	-0,38
SABC	Período corto (3)	20,3800	75,1900	400	-0,09	-0,29

la estación de referencia y representan anomalías locales en la velocidad. El tiempo de retraso de la llegada de la onda P por cada estación (corrección de la estación) se determina conjuntamente con los hipocentros y el modelo de velocidad durante el proceso de inversión. Para determinar las correcciones de la estación para la onda P y S, se corrió VELEST en el modo JHD con el nuevo modelo de velocidad y el mismo juego de datos usado antes. El modelo de velocidad se mantuvo invariable durante el proceso de inversión. La corrección de la onda P para la estación de referencia se mantuvo constante al valor inicial, cero, y para la onda S, se dejó libre para que se ajuste a la relación de V_p/V_s . Los valores que resultan de las correcciones de la estación tuvieron una variabilidad de $-0,37$

a $0,12$ segundos para la onda P y de $-0,49$ a $0,45$ segundos para la onda S (Cuadro 2).

CONCLUSIONES

El modelo de velocidades obtenido en este estudio (Fig. 6) indica la existencia de tres capas fundamentales en la corteza de Cuba Oriental. Una capa superficial de un espesor de 1 km con una velocidad promedio de la onda P de $3,6$ km/s, una capa intermedia de 6 km de espesor con una velocidad promedio de $5,8$ km/s y una capa inferior de 13 km de espesor con una velocidad promedio de $6,9$ km/s. Los resultados sugieren una corteza predominantemente de transición con

una espesor promedio de 20 km. Este modelo de velocidades puede ser usado en la rutina diaria de análisis de datos para la localización de eventos sísmicos y como dato de entrada para realizar estudios de tomografía sísmica tridimensional.

Estos resultados son similares al estudio realizado por Moreno et al. (2002) para toda el área entre Cuba y Jamaica, con algunas diferencias en las capas superficiales (Fig. 4). Según Tenreyro et al. (1994), el oriente de Cuba está constituido por corteza oceánica (costa sur) y corteza transicional (costa norte). En un estudio posterior, Otero et al. (1998), basados en perfiles sísmicos, datos geológicos y datos gravimétricos, caracterizaron la corteza situada al este de la falla Cauto Nipe (Fig. 1) de tipo oceánica (menor que 20 km) y la corteza situada al oeste de esta falla de tipo transicional (entre 20 y 30 km). Por otra parte, Moreno (2003), basándose en un análisis de funciones receptoras, sugería la existencia de corteza oceánica en la costa del extremo sur y corteza transicional en la costa norte. Los tres modelos tienen en común la existencia de ambos tipos de corteza en la región de estudio, pero difieren en la descripción de la zona norte oriental. Los modelos de Tenreyro et al. (1994) y Moreno (2003) proponen una corteza transicional en esta zona y el modelo de Otero et al. (1998) la describe como corteza oceánica. Esta diferencia se debe principalmente a la falta de información (perfiles sísmicos) en la parte norte oriental, ya que el trabajo de Otero et al. (1998) hace una interpolación de los datos para esta zona. Los resultados obtenidos en este estudio no entran en contradicción con estudios anteriores.

REFERENCIAS

- ÁLVAREZ, J., BLANCO, P., MEDVEDEV, S.V., MENENDE, L. & SHTEYNBERG, V.V., 1973: The seismic conditions of Santiago de Cuba- Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, Earth Phys. 5: 320-324.
- BUSH, V.A. & SHCHERBAKOVA, I.N., 1986: New data on the deep tectonics of Cuba.- Geotectonics, 20: 192-203.
- CALAIS, E. & MERCIER DE LEPINAY, B., 1990: A natural model of active transpressional tectonics: The en échelon structures of the Oriente deep along the northern Caribbean transcurrent plate boundary (Southern Cuban margin).- Rev. Inst. Fr. Pét. 45: 147-160.
- CALAIS, E. & MERCIER DE LEPINAY, B., 1991: From Transtension to Transpression along the Southern Caribbean Plate Boundary of Cuba: implications for the Recent motion of the Caribbean plate.- Tectonophysics, 186: 329-350.
- CASE, J.E., MACDONALD, W.D. & FOX, P.J., 1990: Caribbean crustal provinces; Seismic and gravity evidence.- En: DENG, G. & CASE, J.E. (eds.): The Geology of North America, The Caribbean Region - Geol. Soc. Amer. Vol. H: 15-36.
- CROSSON, R.S., 1976: Crustal structure modeling of earthquake data, 1, Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters.- J. Geophys. Res. 81: 3036-3046.
- DE METS, C., JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S., DIXON, T., FARINA, P., BILHAM, R., CALAIS E. & MANN, P., 2000: GPS geodetic constraints on Caribbean - North American Plate motion.- Geophys. Res. Lett. 27: 437-440.
- DONNELLY, T.W., 1994: The Caribbean Sea Floor. En: Caribbean Geology: An Introduction, U.W.I. Publishers' Association, Kingston: 41-63.
- ELLSWORTH, W.L., 1977: Three-dimensional structure of the crust and mantle beneath the island of Hawaii.- 327 págs. MIT, Massachusetts, EE.UU. [Ph D thesis].
- EDGAR, N.T., EWING J.I. & HENNION, J., 1971: Seismic Refraction and Reflection

- in the Caribbean Sea.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 55: 833-870.
- EWING, J., ANTOINE, J. & EWING, M., 1960: Geophysical measurements in the western Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico.- *J. Geophys. Res.* 65: 4087-4126.
- GOREAU, P.D.E., 1983: The Tectonic Evolution of the North-central Caribbean Plate Margin.- 245 págs, Woods Hole Oceanographic Institution, WHOI 83-84, [PhD Thesis].
- HAVSKOV J. & OTEMÖLLER, L., 1999: SEISAN: The earthquake analysis software, Version 7.0.- 226 págs. Institute of Solid Earth Physics, Univ. of Bergen, Noruega.
- KISSLING, E., 1988: Geotomography with local earthquake data.- *Rev. Geophys.* 26: 659-698.
- KISSLING, E., ELLSWORTH, W.L., EBERHART PHILLIPS, D. & KRADOLFER, U., 1994: Initial reference models in local earthquake tomography.- *J. Geophys. Res.* 99: 19635-19646.
- KISSLING, E., KRADOLFER, U. & MAURER, H., 1995: VELEST user's guide – Short introduction.- 25 págs. Institute of Geophysics and Swiss Seismological Service, ETH Zürich, Suiza.
- KISSLING, E., & LARH, J.C., 1991: Tomographic image of the Pacific slab under southern Alaska.- *Eclogae Geol. Helv.* 84: 297-315.
- MORENO, B., 2002: The New Cuban Seismograph Network.- *Seism. Res. Lett.* 73: 505-518.
- MORENO, B., 2003: The crustal structure of Cuba derived from receiver function analysis.- *J. Seismol.* 7: 359-375.
- MORENO, B., GRANDISON, M. & ATAKAN, K., 2002: Crustal velocity model along the southern Cuban margin: Implications for the tectonic regime at an active plate boundary.- *Geophys. J. International*, 151: 632-645.
- OTERO, R., PROL, J.L., TENREYRO, R. & ARRIAZA, G.L., 1998: Características de la corteza terrestre de Cuba y su plataforma marina.- *Minería y Geología*, 15: 31-35.
- PERROT, J., CALAIS, E. & MERCIER DE LEPINAY, B., 1997: Tectonic and Kinematic Regime along the Northern Caribbean Plate Boundary: new insights from Broad-band Modeling of the May 25, 1992, Ms=6.9 Cabo Cruz, Cuba, earthquake.- *Pure Appl. Geophys.* 147: 475-487.
- TENREYRO, R., LÓPEZ, J. G., ECHEVARRÍA, G., ÁLVAREZ, J. & SÁNCHEZ, J. R., 1994: Geologic evolution and structural geology of Cuba.- [Abstract] AAPG Annual Meeting, Denver, Colorado.
- THURBER, C.H., 1992: Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography.- *Phys. Earth Planet Int.* 75: 55-62.

