

Estructura cortical en el Istmo de Tehuantepec, México, usando ondas convertidas

Juan Pablo Ligorria* y Lautaro Ponce**

* Instituto Nacional de Electrificación, Guatemala, C. A.

**Instituto de Geofísica, UNAM, México, D. F.

Recibido: 2 de julio, 1992; aceptado: 28 de mayo, 1992.

RESUMEN

A partir de registros analógicos en papel ahumado, obtenidos de un estudio de microsismicidad realizado en el Istmo de Tehuantepec en 1986, se determinan los espesores de la corteza terrestre en dicha zona. De la observación de fases S_p (S convertida a P) se infiere la posición de la interface que produjo las conversiones. Asimismo, de las amplitudes de las fases S_p y S , se estima el valor de los coeficientes de calidad Q_s y Q_p , en la corteza. Se consideran dos posibilidades: $Q_p = Q_s$ y $Q_p = 2Q_s$.

Se obtuvo una estructura de corteza típicamente continental con un grosor promedio de 36 ± 3.2 km y una discontinuidad intermedia a una profundidad media de 22 ± 2.3 km. Los coeficientes de calidad del medio para la corteza por debajo de la red sismológica, son: $Q_s \approx 76$ ($Q_p = Q_s$) ó $Q_s \approx 130$ ($Q_p = 2Q_s$).

PALABRAS CLAVE: Istmo de Tehuantepec, ondas convertidas S_p , estructura de la corteza, factor de calidad Q .

ABSTRACT

The crustal thickness in the Isthmus of Tehuantepec is estimated on the basis of converted S_p waves. The quality factor Q_s for the crust beneath the seismic stations is also evaluated. Data were read from analog smoked paper seismograms, recorded in 1986 as part of a microearthquake field program.

Average crustal parameters are as follows: Depth to Conrad Discontinuity: 22 ± 2.3 km; Depth to Moho 36 ± 3.2 km. These results suggest a typical continental structure under the Isthmus of Tehuantepec. Q_s was estimated for two different relationships: $Q_p = Q_s$ and $Q_p = 2Q_s$. Average results are $Q_s \approx 76$ and $Q_s \approx 130$, respectively.

KEY WORDS: Tehuantepec Isthmus, S_p converted waves, crustal structure, Q quality factor.

INTRODUCCION

En este trabajo se estiman los espesores de la corteza en el Istmo de Tehuantepec, México. La región se localiza entre 16° - 18° N y 94° - 96° W (Figura 1). El Istmo de Tehuantepec se caracteriza por una topografía de bajo relieve; al este se encuentra la Sierra de Chiapas y al oeste la Sierra de Oaxaca. Ambas sierras presentan alturas que alcanzan 1500 m.s.n.m. aproximadamente. El origen del Istmo de Tehuantepec y de ambas sierras es discutido ampliamente por Padilla y Sánchez (1986), quienes proponen un desplazamiento lateral derecho a lo largo de la falla Tamaulipas-Oaxaca, durante el Jurásico Tardío, para explicar el desplazamiento de rocas paleozoicas encontradas en los Macizos de Oaxaca y Chiapas. Molina *et al.*, (1991) analizan datos paleomagnéticos de rocas ígneas del Mioceno de la parte sur del Istmo y concluyen que durante los últimos 13 M.A. no hay evidencias de rotaciones o desplazamientos respecto a los cratones de Oaxaca y Chiapas.

Viniestra (1971) propuso la existencia de la falla activa denominada de Salina Cruz, que cruzaría el Istmo en la dirección NW-SE. Uno de los argumentos sismológicos es la ocurrencia del terremoto de Jáltipan de 1956 ($M_s = 6.4$), con epicentro al norte del Istmo de Tehuantepec. Sin embargo, éste presenta un mecanismo de falla inversa a 25 km de profundidad, no asociable a un desplazamiento como el

propuesto para la falla de Salina Cruz (Suárez y Ponce, 1986). La existencia de esta falla tampoco es aceptada desde el punto de vista geológico por algunos autores (Padilla y Sánchez, 1986; Salvador, 1988).

La Carta Gravimétrica de la República Mexicana (De la Fuente *et al.*, 1991) muestra que el Istmo de Tehuantepec corresponde, en general a una región con anomalías gravimétricas de valor medio, flanqueada al oeste y este por los mínimos gravimétricos definidos por los macizos de Oaxaca y Chiapas.

El Istmo de Tehuantepec presenta una actividad sísmica más frecuente que en sus áreas adyacentes (Ponce *et al.*, 1992). Con base en observaciones microsísmicas se sugiere que esta actividad refleja la intensa deformación de la plaza subducción de Cocos, que cambia su ángulo de inclinación, pasando de una subducción casi-horizontal al W de 96° (Macizo de Oaxaca) a otra de 45° al E (Macizo de Chiapas). Este cambio del ángulo de inclinación se explica por la diferencia de edades de la placa oceánica, aproximadamente de 10 y 25 M.A. al W y al E de la Zona Fracturada de Tehuantepec (ZFT). No existe evidencia de actividad sísmica asociable a la ZFT.

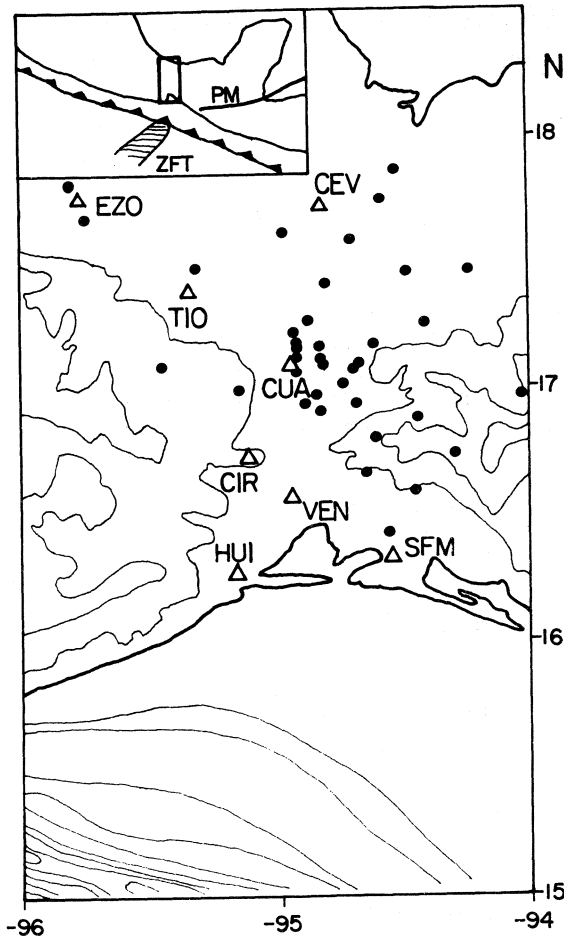


Fig. 1. Recuadro: ZFT: Zona Fracturada de Tehuantepec, PM: Sistema de fallas transformadas POLOCHIC-MOTAGUA, •: epicentros de los eventos utilizados en el estudio; Δ: estaciones sismológicas temporales. Las curvas de nivel y batimétricas corresponden a intervalos de 500 mts.

Al sureste del Istmo de Tehuantepec confluye el sistema de fallas transformadas Polochic-Motagua, que termina en un punto triple pobremente definido entre las placas Caribe, Cocos y Norteamérica (Molnar y Sykes, 1969; Case y Holcombe, 1980; Burbach *et al.*, 1984; Guzmán, 1985), posiblemente en las inmediaciones del Golfo de Tehuantepec.

Para la estimación de los espesores en la corteza del Istmo de Tehuantepec se utilizó el método de ondas convertidas. Se disponía de datos de una red de estaciones sismológicas portátiles localizada sobre un grupo de eventos de profundidad intermedia $70 \leq H \leq 185$ km; los hipocentros de estos sismos fueron localizados previamente en un estudio de microsismicidad realizado en el área en 1986 (Ponce *et al.*, 1992). Los hipocentros fueron determinados utilizando el programa HYPO71 (Lee and Lahr, 1978). La estructura de velocidades del manto y de la corteza se varió drásticamente para analizar la estabilidad de las soluciones hipocentrales. Para aquellos eventos con buena cobertura azimutal de la red (GAP 200°, Tabla 1) las variaciones epi-

centrales fueron menores de 2 km; para los restantes, menores de 5 km. Las variaciones en profundidad fueron menores de 2 km, siempre que no se variara drásticamente la relación $V_p/V_s = 1.76$ determinada experimentalmente. La óptima distribución de las estaciones respecto a los hipocentros favoreció la aplicación del método.

METODOLOGIA

El método de Ondas Convertidas se basa en la conversión que sufren las ondas elásticas al incidir en una interface que separa dos medios, cuyas propiedades son distintas para la propagación de ondas (Cook *et al.*, 1962; Båth y Stefansson, 1966; Chiu *et al.*, 1986).

En la Figura 2a, sobre un semiespacio con velocidad V_2 yace una capa con velocidad V_1 ($V_2 > V_1$; V_1 velocidad de las ondas longitudinales). La onda S producida por el evento se transmite como tal, pero también sufre una conversión en la interface generando una onda que denominamos S_p (S convertida a P), la cual puede aparecer claramente en los registros de la estación como una fase precursora a la fase S (Figura 2b). Las amplitudes de las fases S y S_p son controladas por el ángulo de incidencia de la onda en la interface, el contraste de densidades y velocidades entre una y otra capa y la atenuación del medio para las ondas P y S (Cook *et al.*, 1962; Båth y Stefansson, 1966).

Se consideró una distancia epicentral (D) tal que $D \leq H$, pues un arribo con ángulo de incidencia muy grande reduce la posibilidad de generar señales de este tipo. Además, los eventos analizados en este estudio ocurrieron a suficiente distancia (R) de las estaciones, para que el frente de onda pueda ser representado por una onda plana ($\lambda \ll R$).

El método de ondas convertidas tiene como propósito inferir la profundidad de la interface en la que se produjo la conversión por medio del análisis de las fases S_p y S en los sismogramas (Figura 2b). Además, permite estimar los valores de atenuación con base en las amplitudes de las fases S_p y S.

Para la aplicación del método se determinaron para cada estación y evento seleccionado:

- Diferencia en tiempo de arribo entre las fases S_p y S,
- Cociente entre las amplitudes de dichas fases,
- Distancia Epicentral, Profundidad Focal y Azimut.

Para simular las conversiones de las ondas S por debajo de cada estación se propone un modelo inicial de corteza; luego se comparan las diferencias de los tiempos de arribo calculados con los valores observados y su relación de amplitudes entre S_p y S.

El modelo cortical se define con las siguientes variables:

Tabla 1

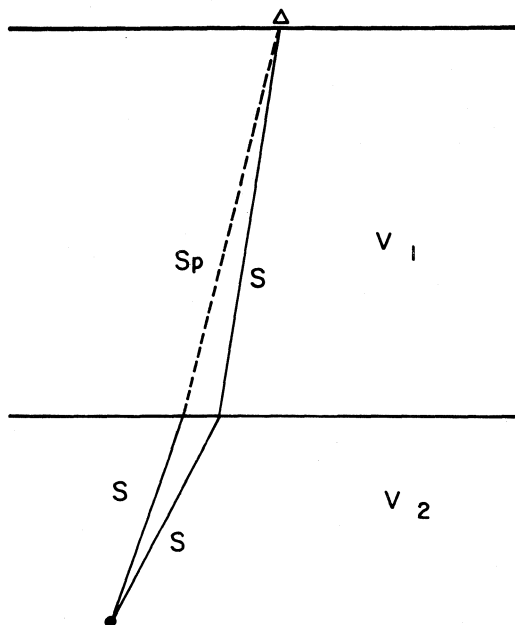
Eventos utilizados en el estudio.

N	Fecha	HHMM	LAT°N	LON°W	H(km)	M _L	σ (s)	GAP
1	860403	08:25	17.15	94.93	125	3.09	.35	126
2	860404	08:05	16.43	94.56	87	3.42	.41	76
3	860405	18:36	17.86	94.53	167	3.29	.24	294
4	860406	05:43	16.91	94.83	108	3.47	.24	63
5	860407	02:01	17.07	94.70	125	3.57	.27	63
6	860407	03:57	17.17	94.93	129	3.07	.30	72
7	860407	06:15	17.09	96.28	70	3.95	.27	102
8	860407	12:31	17.16	94.84	131	3.38	.27	82
9	860407	22:53	17.21	94.94	130	3.05	.26	90
10	860408	06:03	16.94	94.69	119	3.28	.26	82
11	860408	17:06	17.25	94.42	145	3.06	.30	81
12	860410	00:26	17.11	94.84	127	3.54	.28	59
13	860410	01:22	17.47	95.31	119	2.98	.41	69
14	860411	05:55	16.97	94.85	111	2.68	.38	89
15	860413	08:33	16.59	94.46	111	2.73	.26	123
16	860413	12:10	17.62	94.98	126	3.64	.48	121
17	860414	23:56	16.73	94.30	121	3.13	.32	110
18	860415	22:04	17.09	94.82	89	2.65	.19	223
19	860416	03:05	17.26	94.89	131	3.15	.28	106
20	860416	14:35	17.08	95.45	101	2.75	.30	71
21	860416	22:36	17.12	94.93	125	3.83	.27	63
22	860420	07:12	16.97	94.03	153	3.63	.21	89
23	860423	06:22	17.81	95.80	109	2.86	.32	106
24	860426	06:29	16.99	95.15	108	2.87	.31	75
25	860428	00:32	16.88	94.45	110	3.26	.43	219
26	860428	09:19	17.02	94.74	122	2.96	.28	181
27	860429	07:50	17.68	95.74	101	3.05	.30	78
28	860429	11:43	17.46	94.24	182	3.56	.27	101
29	860429	13:48	16.80	94.61	109	2.94	.29	117
30	860430	14:43	16.94	96.60	89	3.67	.39	197
31	860501	21:16	17.41	94.81	137	3.06	.27	123
32	860501	23:45	17.45	94.49	164	3.64	.35	261
33	860503	02:18	17.26	94.88	133	2.94	.28	107
34	860504	09:42	16.94	94.90	113	3.32	.26	148
35	860504	16:42	17.75	94.59	164	3.64	.35	261
36	860504	19:58	17.59	94.71	151	3.29	.26	147
37	860506	13:33	17.17	94.62	129	3.11	.28	234
38	860507	14:45	17.06	94.94	115	3.45	.31	77
39	860508	01:55	17.09	94.68	124	3.20	.39	124
40	860509	10:37	16.66	94.65	95	2.78	.10	264

N: Número de identificación del evento.

M_L: Magnitud local determinada de acuerdo a la duración de coda (Lec and Lahr, 1978). σ : Desviación cuadrática media de los residuales de tiempo.

GAP: Angulo mayor no cubierto por estaciones sismológicas



- Número de capas,
- Espesor de las capas,
- Velocidades de las ondas P y S en las capas ($V_p/V_s = \sqrt{3}$),
- Densidad de las capas,
- Razón de los factores de calidad Q_p y Q_s del medio.

Los cálculos teóricos se realizaron de la siguiente manera:

A) Cálculo del tiempo de viaje desde una profundidad dada hasta la superficie pasando por la(s) interface(s) propuesta(s):

$$T = \frac{H_n}{V_n \cos \theta_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{D_i}{v_i \cos \theta_i} \quad (1)$$

Fig. 2a. Esquema del caso de la conversión de la onda S a Sp.

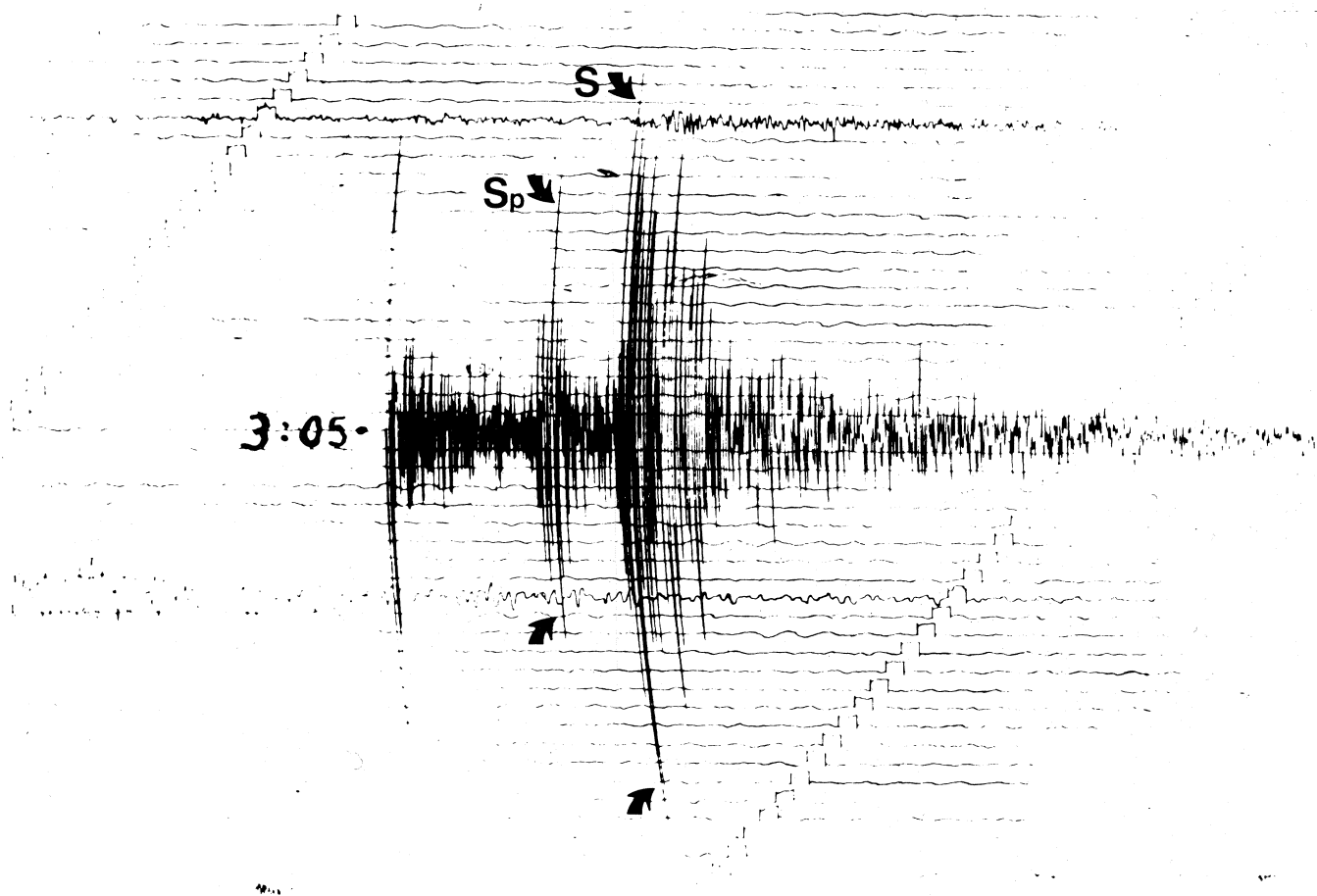


Fig. 2b. Primero llega la onda convertida Sp y luego, la onda S (registro de la estación Cuauhtémoc).

θ_i : ángulo de incidencia del rayo en la i -ésima capa,

D_i : espesor de la i -ésima capa,

V_i : la velocidad de las ondas longitudinales o transversales, según el tipo de señal que viaja por la i -ésima capa,

H_n : profundidad del evento respecto a la n -ésima interface.

B) Cálculo de los coeficientes de reflexión y refracción de la onda al viajar por el modelo. Se utilizó la subrutina desarrollada por Young y Braile (1976).

C) Cálculo de la función de expansión geométrica para amplitudes. Se utilizó la expresión de Cerveny y Ravindra (1971):

$$D = \frac{\cos \theta_1}{V_1} \left[\left(\frac{V_n H_n}{\cos \theta_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{V_i D_i}{\cos \theta_i} \right) \left(\frac{V_n H_n}{\cos^3 \theta_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{V_i D_i}{\cos^3 \theta_i} \right)^{1/2} \right] \quad (2)$$

D) Cálculo de la atenuación de la señal por efecto de los factores de calidad Q del medio. Se utilizó la relación válida para Q_i constante e independiente de la frecuencia (Báth, 1979):

$$C_p = e^{-\pi f R_i / Q_i V_i} \quad (3)$$

f : frecuencia observada de la señal,

$R_i = D_i / \cos \theta_i$,

Q_i puede ser Q_s ó Q_p según se trate de una onda longitudinal o transversal.

Finalmente los cálculos teóricos se comparan con las observaciones. En cada estación se integran los datos para todos los eventos, definiéndose un funcional raíz cuadrático medio (RMS) a partir de los residuales entre los valores teóricos y experimentales, de las diferencias en los tiempos de viaje de las fases S_p y S . También se calcula un valor promedio de los cocientes de amplitudes de las ondas S_p/S (PCA) y su desviación estándar (DS).

Para un modelo inicial de velocidades y densidades de la corteza y del manto superior, se optimiza el valor de RMS variando los espesores. Posteriormente, para el modelo óptimo de espesores, se optimiza el valor de PCA variando el factor de calidad Q_s para ambos modelos ($Q_p = Q_s$ y $Q_p = 2 Q_s$).

Este método ha sido aplicado, entre otros, por Pachadzhanova (1962) en Afganistán, Yun-Yu (1965) en

China, Báth y Stefansson (1966) en Suecia, Smith (1970) en Nueva Zelandia, Jordan y Frazer (1975) en Canadá, Sacks y Snoke (1977) en Suramérica y Castro (1980) en México. El esquema de programación utilizado en el presente trabajo fue tomado de este último autor.

DATOS

Los 40 eventos seleccionados ocurren a profundidades que varían entre 70 y 180 km y están agrupados en el centro del Istmo de Tehuantepec. Las estaciones temporales rodean dicha sismicidad (Figura 1, Tabla 1). Los tiempos de arribo y amplitudes de las fases S_p y S , se leyeron de registros en papel ahumado. La frecuencia dominante de las señales fue de 6 ± 2 Hz, lo que corresponde a longitudes de onda $\lambda \approx 1$ km. Se analizaron sismogramas de 8 estaciones: Cuauhtémoc (CUA), Tres Islas (TIO), El Azufre (EZO), Cerro Encantado (CEV), La Ventosa (VEN), La Ciruela (CIR), San Francisco del Mar (SFM) y Huilotepec (HUI) (Figura 1). Para cada estación se utilizaron sólo los eventos que cumplían con la condición $D/H \leq 1$, resultando un total de 146 registros útiles. En éstos se leyeron 179 fases convertidas y 105 fueron atribuidas a conversiones claras en el límite inferior de la corteza o discontinuidad de Mohorovicic (Moho). Las 74 restantes se atribuyeron a probables conversiones en la discontinuidad de Conrad, localizada entre el Moho y la superficie. Aproximadamente un 50% de los registros analizados presentaron ambas conversiones.

ANÁLISIS DE DATOS Y RESULTADOS

El modelo de velocidades (km/s) seleccionado para la corteza corresponde a modelos promedios de corteza continental ($V_1 = 6.0$ y $V_2 = 7.0$, corteza $V_3 = 8.2$, manto superior) y los ajustes de espesores se realizaron individualmente para cada estación.

A modo de ejemplo consideramos el caso de la estación Cuauhtémoc (CUA), cuyos datos se reportan en la Tabla 2. El análisis se inició únicamente con el grupo de conversiones en la discontinuidad de Moho, proponiéndose para su análisis un modelo sencillo con una sola capa y un semiespacio, con velocidades de 6.5 y 8.2 km/s respectivamente. Una profundidad inicial de 30 km dio como resultado un valor raíz cuadrático medio (RMS) de 0.772. Para optimizar el RMS se varió el espesor de la capa cortical, obteniéndose nuevos valores; el valor óptimo, $RMS = 0.319$, se obtuvo para una discontinuidad a 35 km de profundidad (Figura 3). Luego, al conjunto inicial de datos se agregaron las fases probablemente convertidas en la discontinuidad de Conrad, utilizando para este nuevo cálculo el modelo de velocidades propuesto anteriormente ($V_1 = 6.0$, $V_2 = 7.0$, $V_3 = 8.2$ km/s) y fijando la profundidad de la interface del Moho a 35 km. Para el ajuste de la discontinuidad intermedia, se siguió el mismo procedimiento descrito anteriormente, obteniéndose un valor óptimo $RMS = 0.295$ para una interface a 18 km de profundidad (Figura 3). Una vez determinada la profundidad de la discontinuidad de Conrad se intentó una relocalización del

Tabla 2

Estación Cuauhtémoc (CUA). Lecturas de las diferencias de tiempos arribo entre las fases S y S_p y cocientes de sus amplitudes

N	D (km)	H (km)	AZ(°)	Moho		Conrad	
				dt(s)	A(S _p /S)	dt(s)	A(S _p /S)
1	9.7	125	141	3.9	.21	2.3	.16
2	79.7	87	335	5.2	.37	2.6	.20
4	19.9	108	346	4.0	.53		
5	18.4	125	276	4.4	.78		
6	11.4	129	146	4.0	.45		
8	9.7	131	204	4.2	.46		
10	25.1	119	310	4.6	.63		
11	52.4	143	249	4.4	.24		
13	81.2	119	167			2.7	.27
14	13.0	111	350	4.4	.29	2.5	.23
17	72.4	120	303	5.8	.32	2.5	.25
18	5.9	89	268	4.4	.87		
19	20.1	131	176	4.3	.61		
20	61.1	101	90	5.1	.32	3.0	.28
22	90.6	153	278	4.8	.74		
24	30.8	108	70	4.0	.25	3.2	.25
25	50.2	110	296	5.2	.74		
26	16.4	122	296	4.0	.71		
28	79.0	182	238	4.5	.50		
29	42.0	109	318	4.3	.33		
31	37.1	137	191	4.7	.32		
32	57.6	156	225	4.0	.61		
33	19.7	133	179	4.1	.44		
34	16.4	113	10	5.0	.48	2.7	.48
37	28.3	129	251	4.3	.57	2.2	.25
38	7.7	115	67	4.1	.49	2.4	.43
39	20.5	124	269	4.2	.84	2.4	.30
40	52.5	94	332	5.0	.31	2.5	.13

N: Número de identificación del evento (Tabla I).

D: Distancia epicentral.

H: Profundidad hipocentral.

AZ: Azimut de la estación respecto al epicentro.

dt: Diferencia de tiempos de arribo de las fases S y S_p.

A (S_p/S): Cociente de las amplitudes de las fases S_p y S.

Moho, manteniendo fija la interface superior, pero los RMS no mejoraron, por lo que el mismo valor de profundidad para Moho (35 km) fue aceptado como el óptimo.

La incertidumbre en la estimación de la profundidad (δH) bajo cada estación está directamente relacionada con el valor mínimo que alcanza el funcional RMS. En una primera aproximación $\delta H \approx (V/0.73) * RMS$, en donde $V = 6.5$ km/s es la velocidad promedio de las ondas longitudinales en la corteza y $V_p/V_s = 1.73$. Para la estación de Cuauhtémoc, las incertidumbres para las profundidades de las discontinuidades de Moho y Conrad fueron de 2.8 y 2.4 km, respectivamente (Tabla 3).

Para el ajuste de los factores de calidad Q_p y Q_s se analizó únicamente el caso de conversión en el Moho debido a la mejor calidad de los datos. Se propusieron valores iniciales de Q_s y Q_p para la estructura cortical y se modificaron buscando que el valor promedio de cocientes de amplitudes (PCA) fuese comparable a los cálculos teóricos. En la estación Cuauhtémoc, los valores óptimos para Q_s fueron: $Q_s = 70$ ($Q_p = Q_s$) y $Q_s = 110$ ($Q_p = 2Q_s$).

La Tabla 3 contiene un resumen de los resultados obtenidos en las ocho estaciones. Para cada una se proporcionan los valores de profundidad obtenidos para las discontinuidades de Moho y Conrad y los valores de Q_p y Q_s , corres-

Tabla 3

Profundidad de las discontinuidades de Mohorovicic y Conrad y valores de Q_s en la corteza

Estación	Mohorovicic					Conrad		
	n	h(km)	RMS	$Q_s=Q_p$	$Q_s=Q_p/2$	n	h(km)	RMS
CUA	27	35±2.8	0.319	70	110	12	18±2.4	0.295
CIR	10	38±3.2	0.365	85	135	13	25±2.5	0.301
EZO	9	29±3.2	0.365	70	135	6	20±2.0	0.241
CEV	10	34±3.0	0.342	70	130	7	20±3.3	0.397
TIO	14	37±1.8	0.199	70	120	12	24±2.5	0.299
VEN	13	37±3.5	0.395	130*	230*	14	23±3.1	0.375
HUI	7	33±3.4	0.384	75	140	4	21±1.5	0.182
SFM	15	32±4.6	0.512	90	150	5	21±1.0	0.12

n: número de datos.

h: Profundidad de localización de las interfases de Mohorovicic o Conrad.

RMS: Valor raíz cuadrático medio (ver texto).

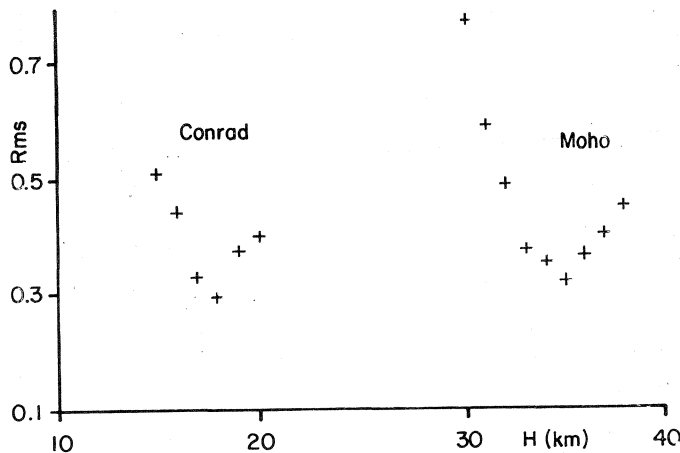
 Q_s , Q_p : Factores de calidad del medio.(*): Los valores de Q_s en VEN son claramente anómalos respecto al valor promedio obtenido para las estaciones restantes.

Fig. 3. Ajuste de los valores de RMS para las fases convertidas en las discontinuidades de Mohorovicic y Conrad para la estación Cuauhtémoc (CUA). Para cada espesor de corteza corresponde un valor distinto de RMS. La profundidad seleccionada corresponde al mínimo RMS.

pendientes a las conversiones en el Moho. Las Figuras 4 y 5 ofrecen una presentación esquemática de los resultados.

DISCUSION Y CONCLUSION

La estructura cortical estimada en este estudio es típicamente continental. las variaciones en espesor entre una y otra localidad no son particularmente significativas. Dichas

variaciones resultan mínimas y se observan en general dentro de los valores de incertidumbre (Tabla 3, Figuras 4 y 5). En términos generales la corteza del Istmo de Tehuantepec es de mayor grosor en su parte central (CIR, TIO, VEN). En la costa del Pacífico es relativamente más delgada (HUI, SFM) y es aún más delgada hacia la vertiente Caribe del Istmo (EZO).

Los resultados sugieren una evolución tectónica en el Istmo de Tehuantepec diferente a la que predomina en los macizos de Chiapas y Oaxaca. La estimación de espesor de corteza en la Sierra de Chiapas es de 43 km (Castro, 1980). Para el macizo de Oaxaca, Núñez-Cornú (1988) obtiene un espesor de 50 km. Las anomalías gravimétricas (De la Fuente *et al.*, 1991) indican un engrosamiento de la corteza en los macizos de Chiapas y Oaxaca.

En la aplicación del método de las ondas convertidas es indispensable reconocer en los sismogramas las fases S y S_p . Cuando se trabaja con registros en papel ahumado de componente vertical, no es posible utilizar técnicas de polarización o de mayor sofisticación. El criterio aplicado para el reconocimiento de las fases es sencillo y un tanto trivial. Si la onda S es claramente identificada en el proceso de determinación hipocentral, entonces la onda S_p convertida en la base de la corteza antecede a la onda S en algunos segundos y en la más prominente. En la Tabla 2 se listan las lecturas realizadas en la estación de Cuauhtémoc (CUA), en donde se puede observar claramente la notable estabilidad de las diferencias de tiempos de arribo de las ondas S y S_p , para una amplia gama de profundidades, distan-

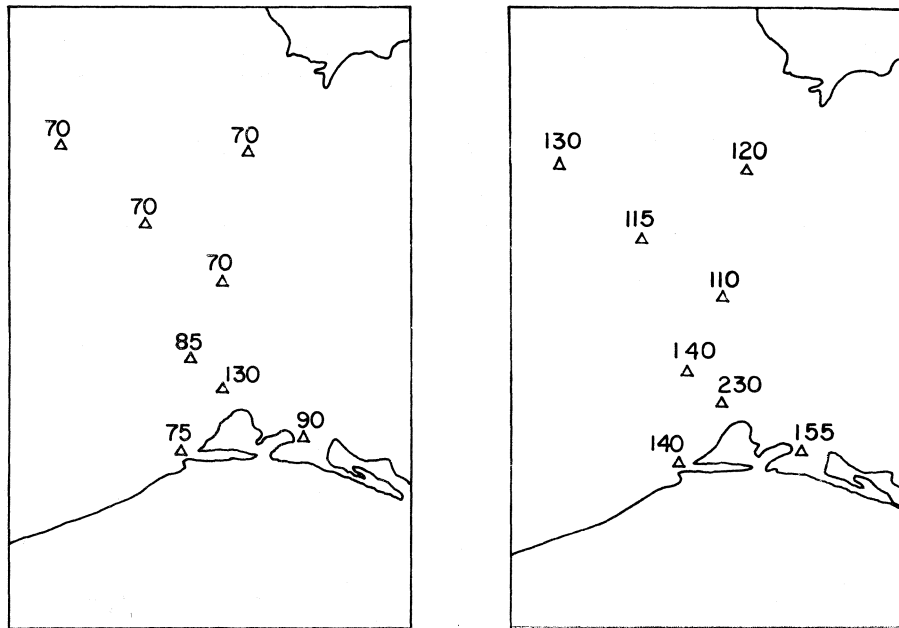


Fig. 4. Resultados obtenidos para las estimaciones del factor de calidad Q_s . (4a) Estimaciones para el caso $Q_s = Q_p$. (4b) Estimaciones para el caso $Q_s = Q_p/2$.

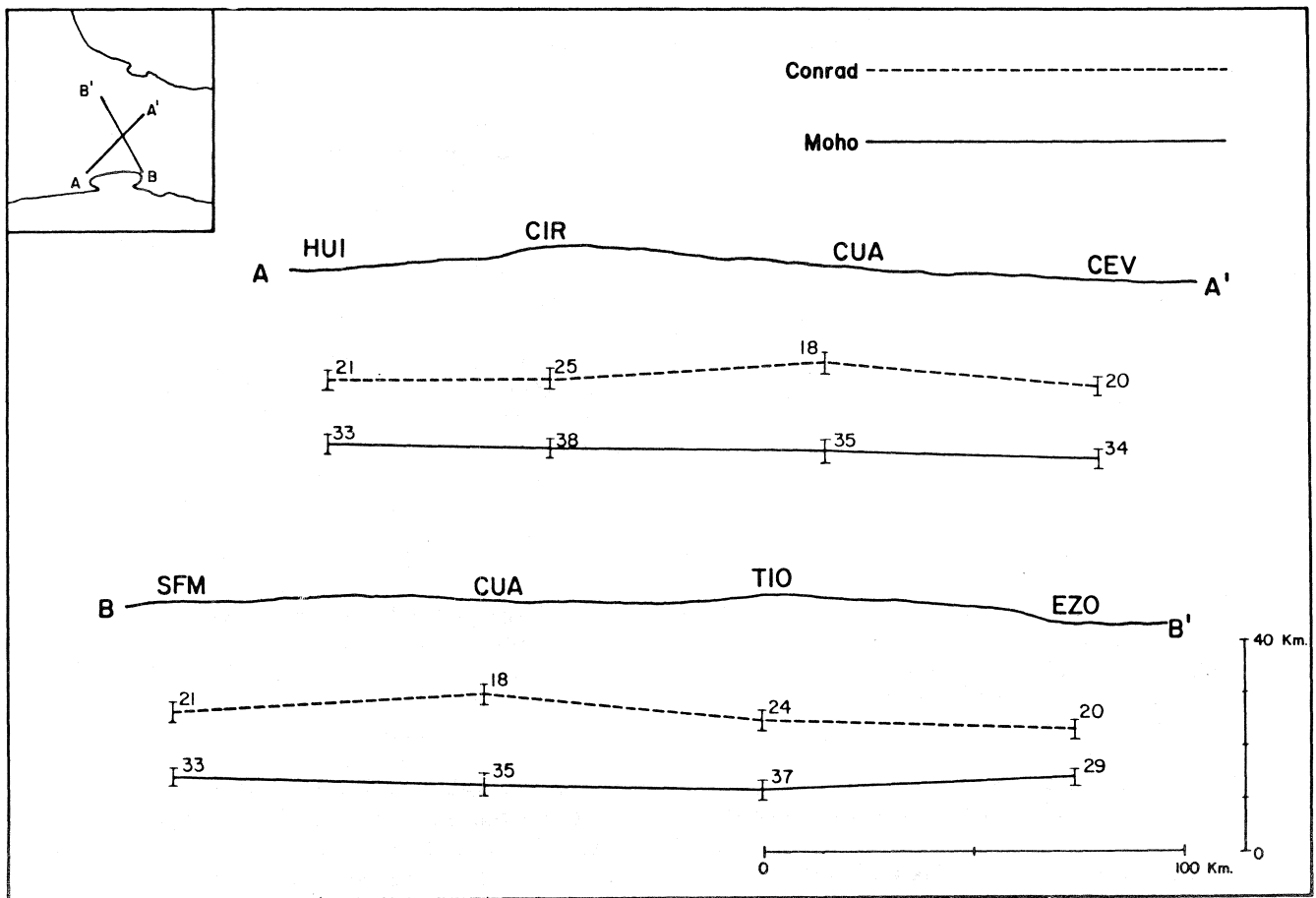


Fig. 5. Perfiles esquemáticos de la estructura cortical a lo largo del Istmo de Tehuantepec. Las incertidumbres en la determinación de los espesores de la corteza (discontinuidades de Mohorovicic y Conrad) se indica con barras verticales. Ambos perfiles hacen evidente el carácter continental de la corteza en la zona.

cias y direcciones azimutales entre los epicentros y la estación, respetando la condición $D \leq H$. Las amplitudes absolutas están determinadas por la radiación en la fuente dependiendo de su mecanismo focal; ésta es una de las posibles causas de por que no se observan con claridad las ondas S_p en algunos sismogramas.

Los valores estimados para los factores de calidad Q_p y Q_s en la corteza del Istmo de Tehuantepec varían según se considere $Q_p = Q_s$ ó $Q_p = 2Q_s$; los valores Q_s son mayores para esta segunda opción, (Tabla 3, Figura 4). Sato (1990) analiza la relación que guardan los valores de Q_p y Q_s en función de la frecuencia. Para la frecuencia de 6 Hz, dominante en los registros utilizados en el presente estudio, $Q_p \approx Q_s$, pero Q_s varía con la frecuencia. Considerando que la metodología de cálculo supone que Q es independiente de la frecuencia, se realizaron cálculos para ambos juegos de valores de Q_p y Q_s . Los valores promedios obtenidos $Q_s = 76$ ó $Q_s = 130$, difieren en un factor 2, lo que es aceptable para la calidad y resolución de los datos. Millán (1989) reporta para la región del Istmo de Tehuantepec Q -coda ≈ 140 ; si se considera que Q -coda $\approx Q_s$ (Aki, 1980), nuestros resultados concuerdan razonablemente con los de Millán (1989). Las amplitudes de las ondas S y S_p registradas en papel ahumado pueden estar contaminadas por fenómenos de superposición constructiva o destructiva de ondas originadas por conversiones múltiples en la estructura fina de la corteza; debido a ésto las estimaciones de los factores de calidad deben ser aceptadas con reservas y tienen un carácter preliminar. El valor de Q_s obtenido para VEN es aproximadamente el doble del valor promedio obtenido en las estaciones restantes. Una posible causa de esta anomalía, pudiera deberse a que el modelo de capas paralelas que utilizamos para modelar la corteza no sea válido bajo esta estación, situada en las vecindades de la sierra que cruza el Istmo de Tehuantepec.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los árbitros anónimos que sugirieron modificaciones que mejoraron la versión final. El proyecto de observación de microsismicidad en el Istmo de Tehuantepec contó con el apoyo de CONACYT, C.F.E., PEMEX y del Gobierno del Estado de Oaxaca, México y del Ministerio de Asuntos Extranjeros de Francia. J. P. Ligorria realizó el presente trabajo siendo pasante de la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura del I.P.N., D.F. Agradecemos al Instituto de Geofísica las facilidades otorgadas para la realización del presente proyecto.

BIBLIOGRAFIA

- AKI, K., 1980. Attenuation of shear waves in the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 85, 6496-6504.
- BÁTH, M. and R. STEFANSSON, 1966. S-P conversion at the base of the crust. *Annali Geofis.*, XIX, 119-130.
- BÁTH, M., 1979. Introduction to Seismology. Second Revised Edition. Birkhauser Verlag, 428 pp.
- BURBACH, G. V., C. FROHLICH, W. D. PENNINGTON, y T. MATUMOTO, 1984. Seismicity and Tectonics of the Subducted Cocos Plate. *J. Geophys. Res.*, 89, 7719-7735.
- CASE, J. E. y T. L. HOLCOMBE, 1980. Geologic-tectonic map of the Caribbean region. U. S. Geological Survey Miscellaneous Investigations, map I-1100.
- CASTRO, R. R., 1980. Un modelo de la corteza terrestre para el sur de México mediante el uso de sismos profundos. Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 75 pp.
- CERVENY, V. y R. RAVINDRA, 1971. Theory of seismic head waves. University of Toronto Press, 312 pp.
- CHIU, J., B. L. ISACKS y R. K. CARDWELL, 1986. Studies of crustal converted waves using short-period seismograms recorded in the Vanuatu island arc. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 177-190.
- COOK, K. L., S. T. ALGERMISSEN y J. L. COSTAIN, 1962. The status of P_s converted waves in crustal studies. *J. Geophys. Res.*, 67, 4769-4778.
- DE LA FUENTE, M. E., M. MENA y C. L. V. AIKEN, 1991. Carta gravimétrica de la República Mexicana. Escala 1:3,000,000., INEGI, México.
- GUZMAN, M., 1985. The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean Plates: seismicity and tectonics. M. Sc. Thesis. The University of Texas at Austin, 67 pp.
- JORDAN, T. H. y L. N. FRAZER, 1975. Crustal and upper mantle structure from S_p phases. *J. Geophys. Res.*, 80, 11, 1504-1518.
- LEE, W. H. y J. C., LAHR, 1978. A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. USGS Open File Report, 7-311.
- MILLAN, M., 1989. Atenuación sísmica en el Centro Sur de México. Tesis de Maestría, Posgrado en Geofísica, UACPyP, Instituto de Geofísica, UNAM, 122 pp.
- MOLINA, R., J. URRUTIA y R. VAN DER VOO, 1991. Concordant paleomagnetic directions from Tehuantepec Isthmus. Constrains for the Neogene evolution of the North America-Caribbean plate boundary. (Pre-impreso enviado para publicación a *Geophys. Res. Lett.*).
- MOLNAR, P. y L. R. SYKES, 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from local mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1639-1684.

- NUÑEZ-CORNU, F. J., 1988. Oaxaca: Análisis de la Estructura y la Sismicidad. Serie Investigación No. 4. Comunicaciones Técnicas. Instituto de Geofísica, UNAM.
- PACHADZHANOVA, G. N., 1962. Study of transformed waves of S_p type during deep Afghan earthquakes (en ruso). Trudy Akad. Nauk Tadzhik SSR, Dushanbe, 10, 108-124.
- PADILLA y SANCHEZ, R., 1986. Post Paleozoic tectonics of northeastern Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. En: J. Urrutia Fucugauchi. Ed., Dynamics and evolution of the lithosphere: results and perspectives of geophysical research in Mexico, part A. *Geofís. Int.*, 25, 157-206.
- PONCE, L., R. GAULON, G. SUAREZ y E. LOMAS, 1992. Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 773-776.
- SACKS, I. S. y J. A. SNOKE, 1977. The use of converted phases to infer the depth of the lithosphere-asthenosphere boundary beneath South America. *J. Geophys. Res.*, 82, 2011-2017.
- SALVADOR, A., 1988. Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: Reply. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 72, 11, 1419-1422.
- SATO, H., 1990. Unified approach to amplitude attenuation and coda excitation in the randomly inhomogeneous lithosphere. *PAGEOPH*, 132.
- SMITH, W. D., 1970. S to P conversion as an aid to crustal studies. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 19, 513-519.
- SUAREZ G. y L. PONCE, 1986. Interplate seismicity and crustal deformation in central Mexico. (abs.) *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 67, 1114.
- VINIEGRA, F., 1971. Age and evolution of salt basins of southeastern Mexico, *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 55, 478-494.
- YOUNG, G. B. y L. W. BRAILE, 1976. A computer program for the application of the Zeppritz's amplitude equations and Knott's energy equations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1881-1885.
- YUN-YU, D., 1965. S_p phases and the crustal thickness of China, *Acta Geophys. Sinica*, 14, 168-172.

Juan Pablo Ligorria

Instituto Nac. de Electrificación, Plan Maestro,

7a. Ave. 2-29 z.9,

Guatemala, C. A.

Lautaro Ponce

Instituto de Geofísica, UNAM

Cd. Universitaria

04510 México, D. F.