

**LA MAREA Y EL NIVEL DEL MAR A LO LARGO DE LA
COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO**

G. GODIN* **
R. DE LA PAZ*
N. RODRIGUEZ*
M. ORTIZ*

(Recibido 10 oct., 1980)

RESUMEN

Los resultados de un escrutinio de los datos de marea acumulados a lo largo de la costa occidental de México desde 1952 son resumidos en esta publicación. Permiten la construcción de mapas cotidales plausibles de las componentes armónicas de la marea; los ciclos estacionales en el nivel se revelan como muy regulares, hay evidencia de tendencia neta en la marea local de Topolobampo y de elevación de la capa terrestre en la vecindad de Acapulco.

ABSTRACT

The results of a scrutiny of the tidal data accumulated along the west coast of Mexico since 1952 are summarized in this paper. They allow the construction of plausible cotidal charts for the harmonic constituents of the tide; the seasonal cycles in level are found to be very regular. Net changes in the local tide at Topolobampo are apparent and there is evidence of land uplift at Acapulco.

* *Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, México.*

** Hecho durante su estancia en el CICESE.

LA MAREA Y EL NIVEL DEL MAR A LO LARGO DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO

Una red de estaciones mareográficas está en operación a lo largo de la costa occidental de México desde 1952; la inspección de los datos indicó que son de buena calidad y que pueden servir para deducir la forma de la marea en las aguas territoriales del país, detectar ciclos climatológicos, cambios locales en la señal de marea y en el nivel del mar. La figura 1 muestra la posición de las estaciones y el nombre del puerto. Indicamos también las distintas zonas horarias que importan en el cálculo del desfaseamiento de las componentes armónicas de la marea.

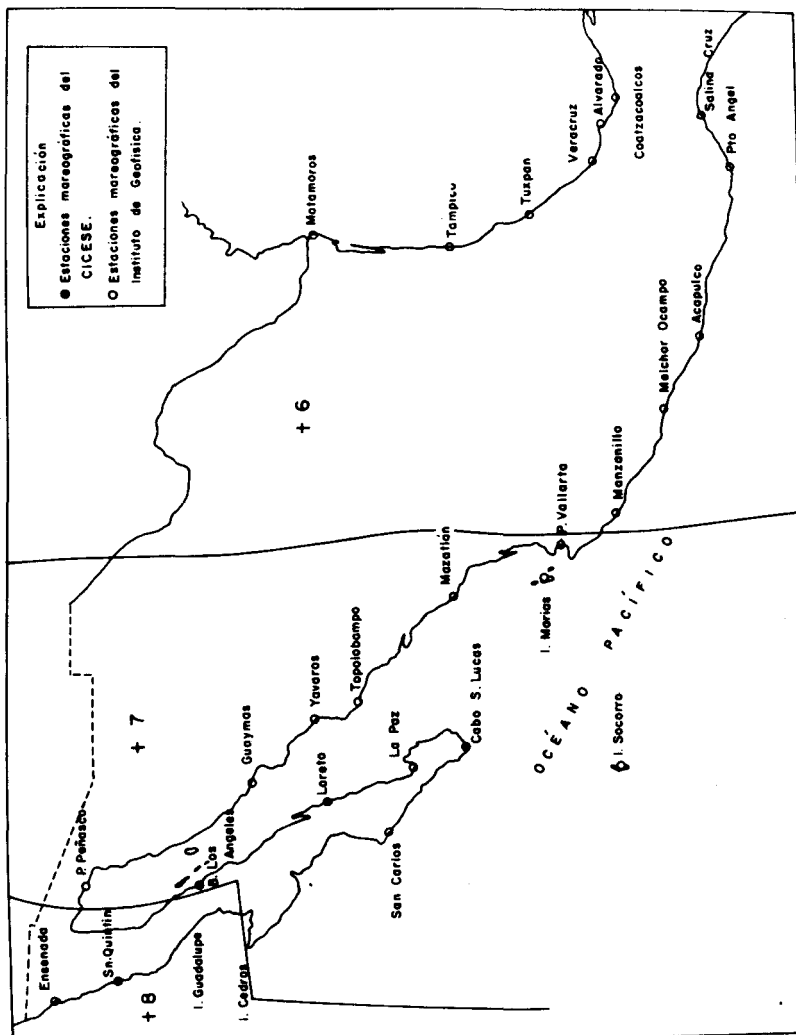


Fig. 1 Localización y nombre de las estaciones mareográficas a lo largo de la costa occidental de México y líneas de delimitación de las distintas zonas de tiempo. Los desfaseamientos de Greenwich usados en el presente estudio son reducidos a TMG ($Z = 0$).

Los datos inspeccionados

La Tabla 1 da los años de datos que fueron sometidos a análisis armónicos y que fueron retenidos para estudio ulterior. Algunos años fueron rechazados, porque dan resultados anormales, simplemente sin buscar la razón de las irregularidades. Los resultados detallados de los análisis son descritos en un apunte interno del CICESE (Godin *et al.*, 1980); las componentes principales de la marea corresponden bastante bien con los valores citados en las Tablas de Predicción de Mareas (Instituto de Geofísica, 1980).

Considerando que las estimaciones fluctúan de un año al otro hemos revisado los resultados para detectar la presencia de cambios graduales auténticos en la marea y en el nivel del mar. Si hay una tendencia, el cálculo del promedio vectorial de la amplitud y fase de las componentes no es posible porque un valor promedio no existe. En general la marea se ha mostrado suficientemente estable en todos los puertos con la excepción de Topolobampo. Entonces se ha hecho el cálculo del promedio vectorial de las componentes armónicas en las otras estaciones que nos sirvieron en la elaboración de mapas cotidales.

Tabla 1

Datos de Marea retenidos para análisis

Estación	Zona de tiempo	Años usados
Ensenada, B. C.	+ 8	1956 - 75
Isla Guadalupe, B. C.	+ 8	1958 1977
San Carlos, B. C.	+ 7	1971 1974
Cabo San Lucas, B. C. S.	+ 7	1974 - 77
La Paz, B. C. S.	+ 7	1952 - 71 1973
Bahía Los Angeles, B. C.	+ 7	1973 1975 - 77
Guaymas, Son.	+ 7	1952 - 57 1959 - 75
Yavaros, Son.	+ 7	1970 1971
Topolobampo, Sin.	+ 7	1956 - 57 1959 - 74
Mazatlán, Sin.	+ 6	1953 1955 - 75
Puerto Vallarta, Jal.	+ 6	1975 - 77
Manzanillo, Col.	+ 6	1953 - 74
Acapulco, Gro.	+ 6	1952 - 73 1975
Puerto Angel, Oax.	+ 6	1965 1967 1971
Salina Cruz, Oax.	+ 6	1952 - 69 1972 - 75

Mapas cotidales

Un mapa cotidal consiste en una extrapolación de los datos costeros de amplitud y de fase de las componentes armónicas a lo largo del océano; revelan la estructura de la onda de marea y su progreso. Normalmente se presentan únicamente mapas de M_2 y de K_1 porque los otros son semejantes a ellos. En el caso de México estamos obligados a mostrar mapas distintos de M_2 y de S_2 , las componentes semidiurnas debidas a la acción de la Luna y del Sol respectivamente.

La primera etapa en la elaboración de un mapa cotidal es ingresar la amplitud y el desfaseamiento de Greenwich (reducido en una zona de tiempo uniforme para todas las estaciones; hemos escogido TMG). La dirección positiva de cambio en el desfaseamiento indica la dirección de progreso de la onda de marea. Se nota inmediatamente que en la zona de Salina Cruz a Puerto Vallarta, las fases de M_2 y S_2 cambian rápidamente en direcciones opuestas. El hecho de que los datos sean confiables implica que las ondas de M_2 y S_2 , que tienen frecuencias muy cercanas, se desplacen en direcciones opuestas, una situación física que es muy difícil de aceptar en un océano de las dimensiones del Pacífico. Un examen de N_2 y K_2 indica que N_2 se propaga como M_2 y K_2 como S_2 . La amplitud de estas componentes tiene un mínimo en la misma área. Ambas tendencias sugieren la existencia de un sistema anfdrómico (una onda estacionaria con nodo sobre una Tierra girando) en esta parte del Pacífico. El mínimo de M_2 , N_2 se encuentra cerca de Melchor Ocampo y el mínimo de S_2 , K_2 cerca de Puerto Angel. En virtud de que su frecuencia es más alta que la de M_2 , N_2 inferimos que la costa de Colombia sirve de pared reflexiva que crea la onda estacionaria de marea observada.

Mostramos en la figura 2 un sistema anfdrómico deformado por la fricción en una cuenca rectangular de profundidad constante en el hemisferio norte para los casos límites donde el nodo está todavía en el interior del mar (figura 2a) o empujado hacia afuera (figura 2b). Tenemos contornos de amplitud constante alrededor del nodo y líneas de desfaseamiento constante (líneas cotidales) radiando de él (ver notas del curso: Mareas, dado en el CICESE durante 1979). La dirección de progreso de la cresta de pleamar es de la derecha a la izquierda alrededor del nodo. En la situación física que nos interesa, el papel de pared reflexiva al fondo del mar, es dado por la costa occidental de Colombia y la costa de México corresponde a la pared de la cuenca más cercana al nodo (el diagrama debe ser invertido para visualizar la situación). La figura 2a corresponde al caso de S_2 , K_2 en el cual la cresta de pleamar progresa del Este al Oeste. La figura 2b representa el caso de M_2 , N_2 : El frente de pleamar progresa del Oeste al Este. Sin embargo el efecto de fricción debe ser igual para las componentes M_2 , N_2 , S_2 , K_2 en la región estudiada. Lo que ocurre en la naturaleza es que la costa del Pacífico no es una recta y tiene forma tal que el nodo de S_2 , K_2 cae fuera del continente y que el de M_2 , N_2 cae al interior (se pue-

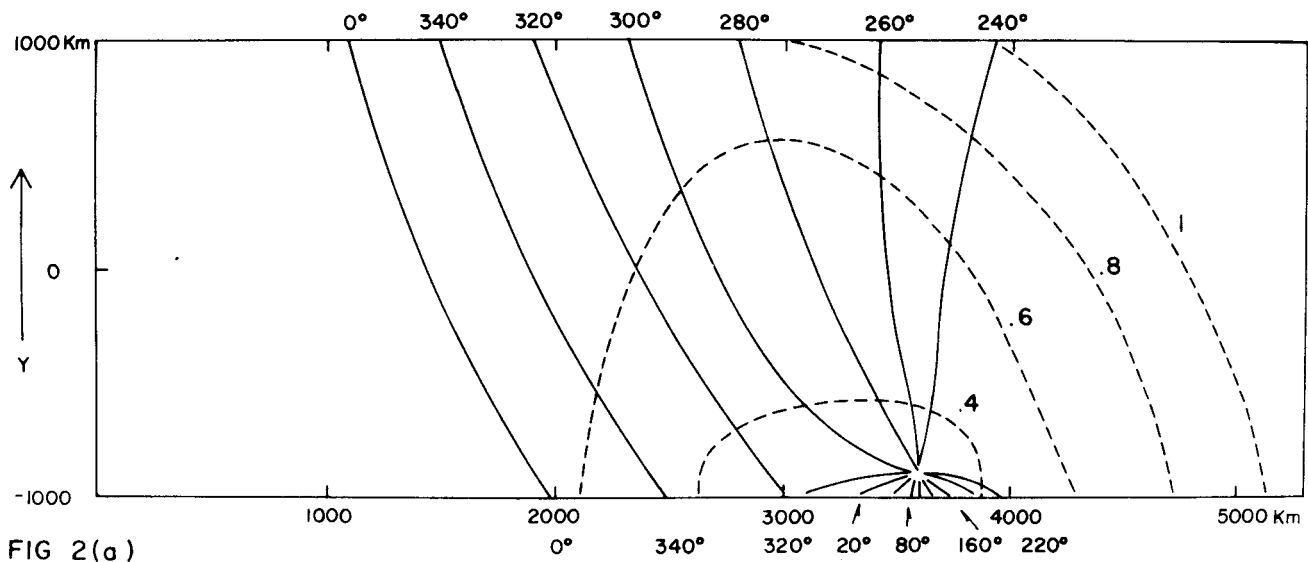


FIG 2(a)

Fig. 2 Onda estacionaria de Kelvin en un mar rectangular de profundidad constante en el hemisferio norte deformada por la fricción (linearizada).
 a) Fricción débil.
 b) Fricción fuerte. Nodo degenerado (o virtual)

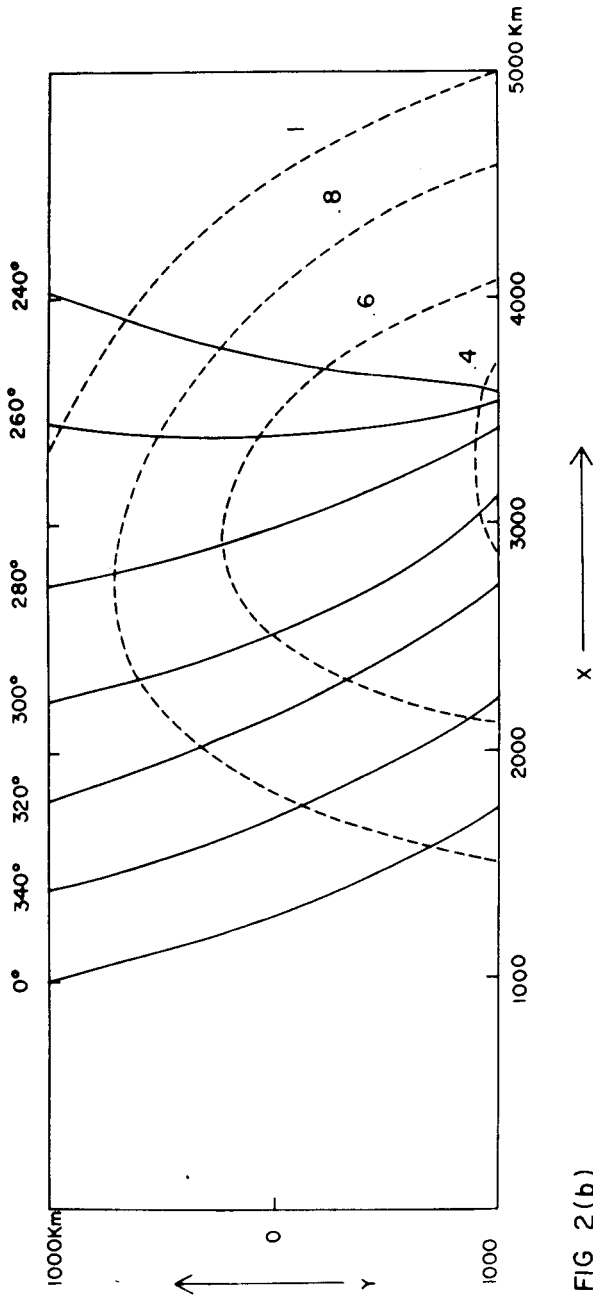


FIG 2 (b)

Usando el apoyo teórico que acabamos de describir, no tenemos ninguna dificultad para trazar contornos de amplitud y de desfaseamiento que acomoden a los datos y que indican un sistema anfodrómico semidiurno en la zona entre Manzanillo y Salina Cruz. Ponemos un nodo degenerado de M_2 un poco al noroeste de Melchor Ocampo y el nodo real de S_2 entre Acapulco y Puerto Angel a algunos kilómetros de la costa. La posición de los nodos de las componentes no es la misma porque tienen frecuencias diferentes. Usamos este hecho para deducir la profundidad de agua "sentida" por la onda de marea entre México y Colombia y verificar si tiene orden de magnitud razonable que en su turno confirmará o invalidará nuestra hipótesis a propósito de la posición relativa de los nodos. La distancia entre los dos nodos es la diferencia entre la longitud de onda de las componentes:

$$\Delta L = L_1 - L_2 = 2\pi\sqrt{gH} \frac{\Delta s}{s_1 s_2}$$

donde: H = la profundidad promedio entre México y Colombia

s_1 = la frecuencia de M_2 , 1.405×10^{-4} rad/seg

s_2 = la frecuencia de S_2 , 1.454×10^{-4} rad/seg

Δs = $s_1 - s_2$

de la cual deducimos:

$$"H" = \frac{1}{g} \frac{\Delta s}{\frac{s_1 s_2}{\Delta s}}^2$$

La distancia entre los dos nodos es del orden de 300 km que da una profundidad sentida del orden de 4 000 m la cual es del orden apropiado de magnitud. La distancia entre los dos nodos de N_2 y K_2 , que difieren más en frecuencia ($N_2 = 28.54^\circ$ /hora, $K_2 = 30.08^\circ$ /hora) es aproximadamente 440 km lo que da:

$$"H" \sim 3400 \text{ m}$$

Los mapas cotidales de M_2 , S_2 y K_1 son representados en las figuras 3, 4, 5. Pueden ser considerados como adecuados en el Pacífico, al exterior del Golfo de California. La red de estaciones en el interior del Golfo no es suficientemente densa para trazar un mapa inequívoco pero la intuición física sugiere la presencia de un nodo semidiurno degenerado en su interior. Filloux (1973) hizo mediciones cortas en varias partes del Golfo (no inspeccionadas por nosotros) y su interpretación es similar a la nuestra, así que preferimos los mapas de Filloux en el interior del Golfo de California.

Inspeccionando los mapas cotidales obtenidos vemos que una onda semidiurna avanza del sur al norte en el cuerpo del Pacífico; una parte de la onda entra en el

Golfo de California donde llega a ser fuertemente amplificada hacia el norte a partir de Guaymas. En la parte sur de la costa la presencia del nodo semidiurno complica su trayectoria. El movimiento de la onda diurna consiste en un progreso regular hacia el norte con amplificación gradual.

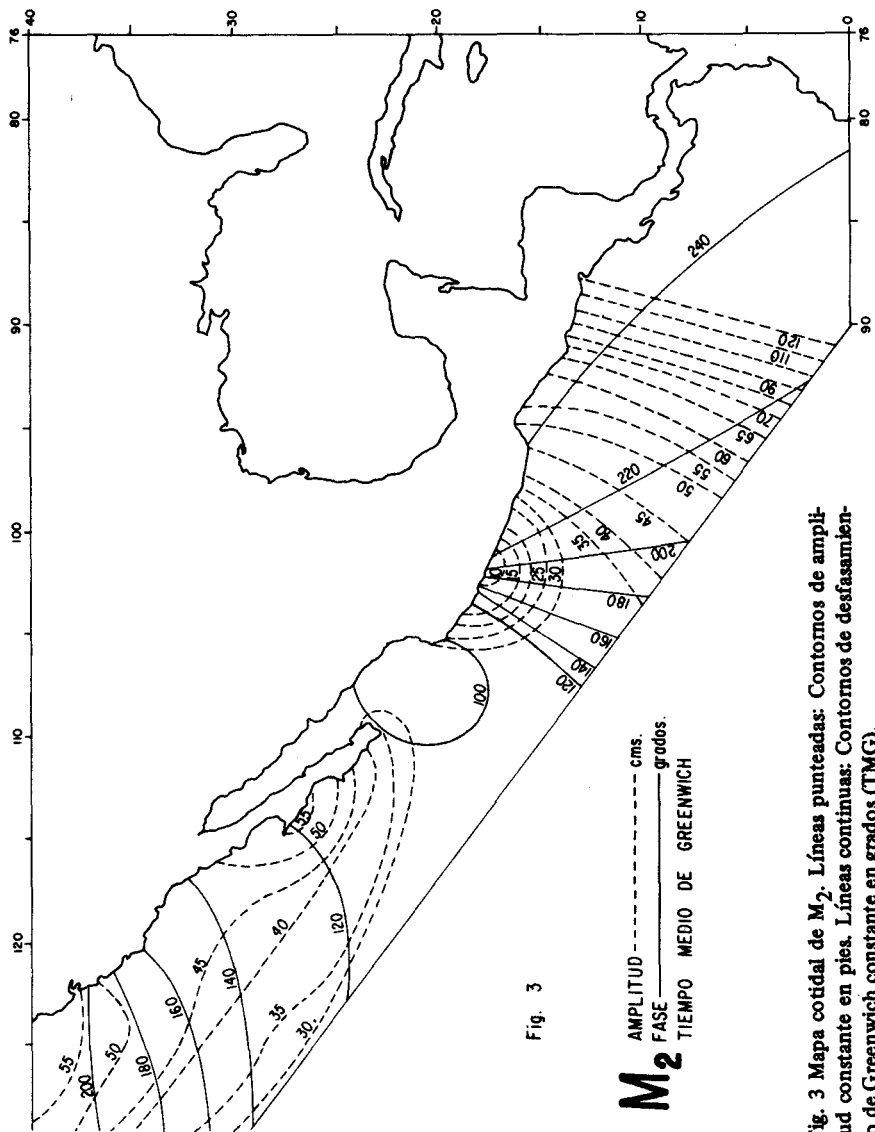


Fig. 3 Mapa cotidial de M_2 . Líneas punteadas: Contornos de amplitud constante en pies. Líneas continuas: Contornos de desfaseamiento de Greenwich constante en grados (TMG).

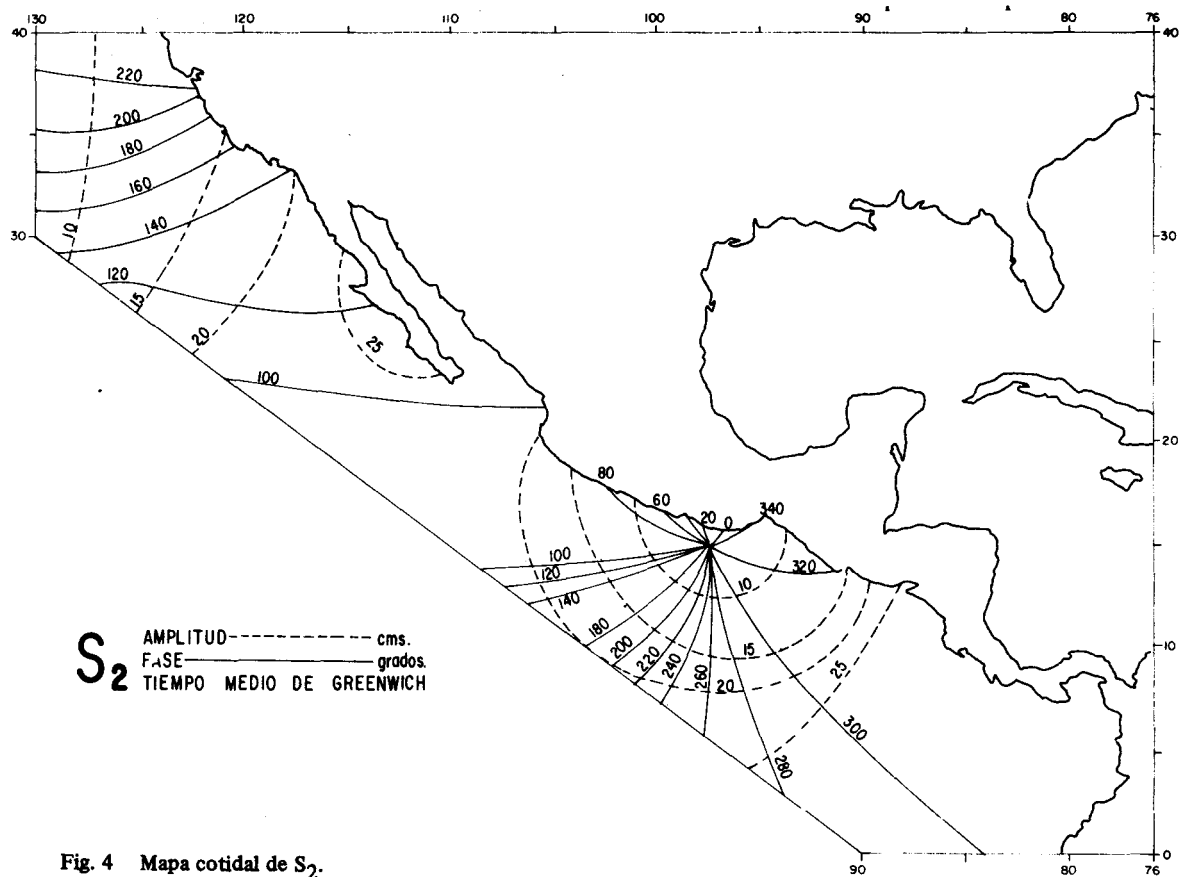


Fig. 4 Mapa cotidal de S_2 .

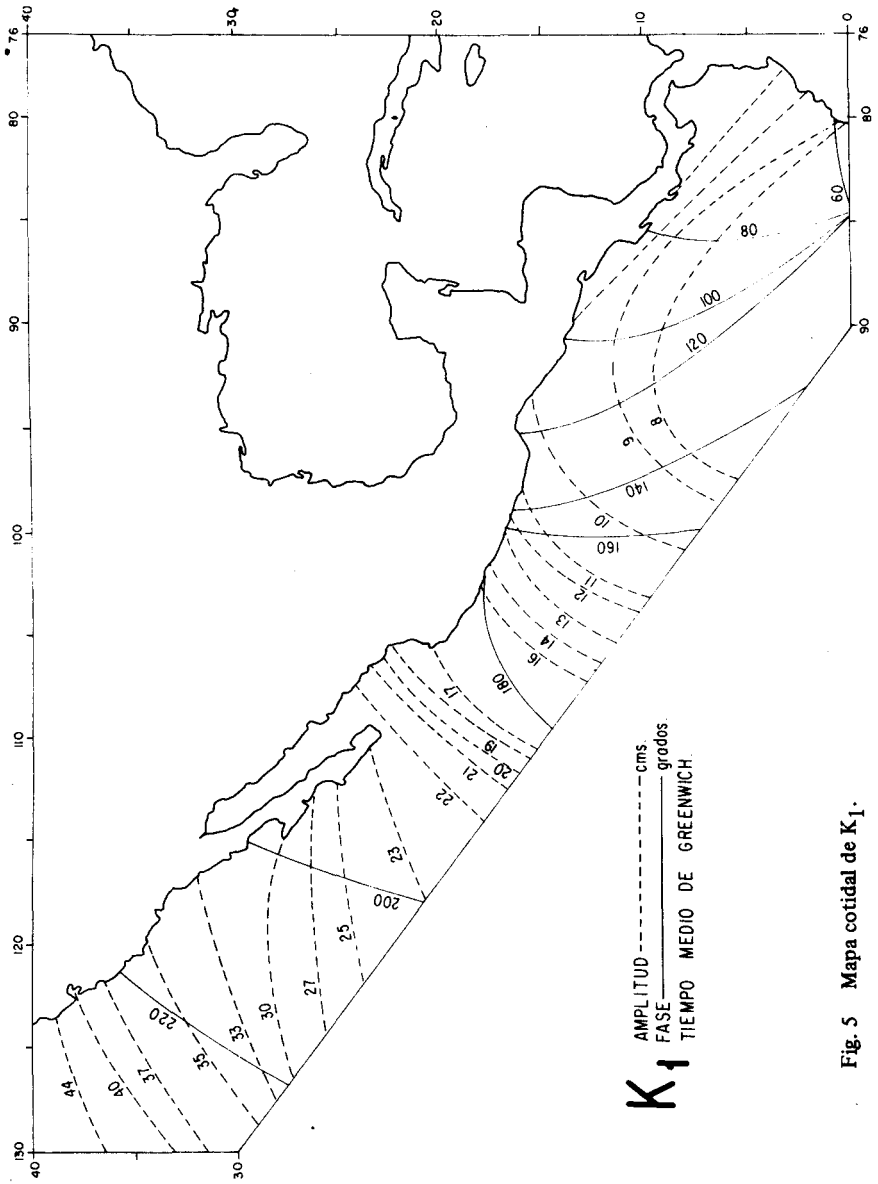


Fig. 5 Mapa cotidal de K₁.

Ciclos climatológicos

Aunque las componentes Sa y Ssa están presentes en el desarrollo del potencial de mareas miden, de hecho, variaciones estacionales en la capa oceánica y no desplazamientos auténticos de marea, sin embargo son notablemente fuertes y estables a lo largo de la costa occidental de México. Presentamos en las figuras 6 y 7, mapas de

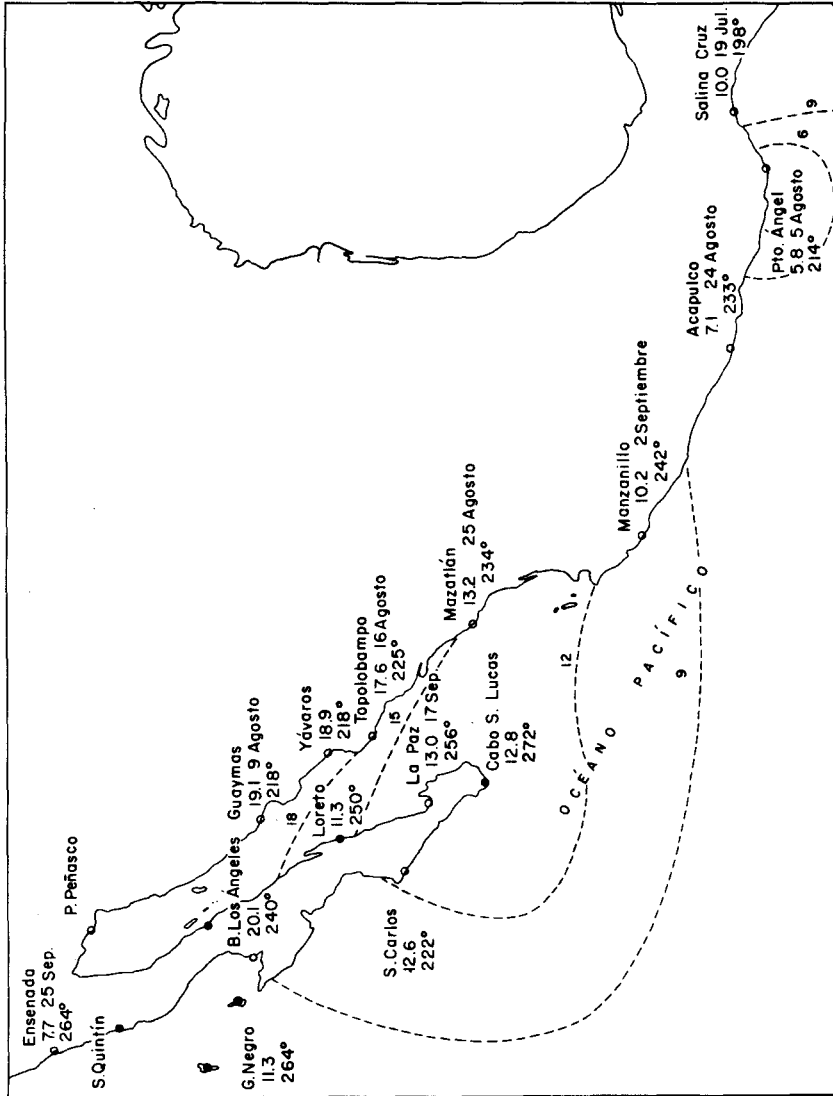


Fig. 6 Mapa de Sa que mide la parte regular de la variación anual del mar. Los contornos de amplitud son en cms. La fecha de máximo anual en el nivel es dada para las estaciones donde tenemos desfaseamientos confiables.

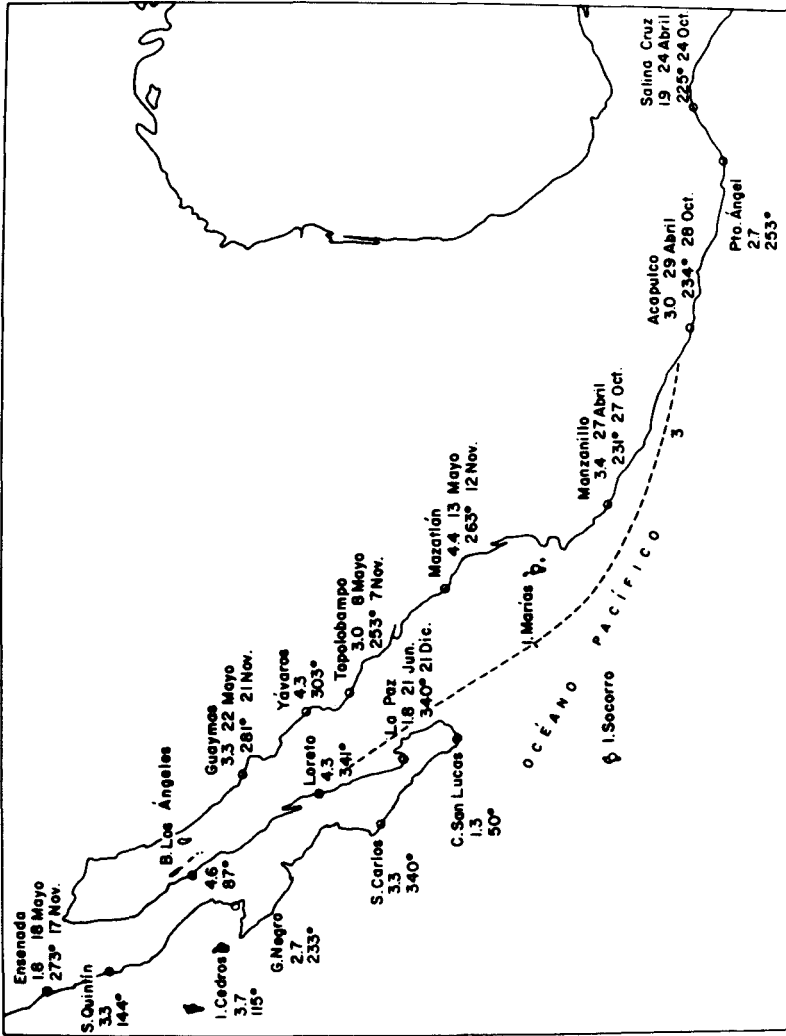


Fig. 7 Mapa de Ssa. Contornos de amplitud en cms y fechas de contribución máxima.

Sa y Ssa. Sa tiene un periodo de un año y Ssa de 6 meses. Sa refleja la variación anual del nivel de agua y Ssa, sus variaciones estacionales relacionadas a la primavera y al otoño. Mostramos en los mapas los contornos de amplitud y la fecha de máximo en elevación del nivel causado por la componente para las estaciones donde tenemos estimaciones confiables. El mapa de Sa sugiere que el rango de variación anual en la parte norte del Golfo de California debe ser del orden de 40 cms. Los cambios semianuales no son tan fuertes y tienen una magnitud uniforme del orden de 3 cms.

Variaciones del nivel promedio Z_0

Valores anuales consecutivos de la componente Z_0 , y el nivel promedio, ayudan a detectar cambios a largo plazo en el nivel del mar (Grivel, 1967). Los datos disponibles indican que existen tendencias netas en el nivel de Topolobampo y de Acapulco que discutiremos en el párrafo siguiente. Presentamos en la figura 8, sobre una escala de tiempo común, los valores disponibles de Z_0 . Hemos tratado de eliminar la tendencia en Topolobampo y Acapulco representándola por una recta: Es evidente que la eliminación no es totalmente exitosa y que existen variaciones adicionales. Un valor de Z_0 , en 1958, en Manzanillo nos parece dudoso ya que las otras estaciones muestran una tendencia uniforme a subir durante el año. Notamos que tenemos buena coherencia de Topolobampo a Salina Cruz; Ensenada y La Paz pertenecen a un régimen diferente de variación. El rango de variación es del orden de 15 cms durante los veinte años de observaciones disponibles. Hay picos positivos uniformes en 1965 y 1972; hay un pico negativo coincidente en 1964 (Grivel, 1967). Indican cambios significativos en la región del Pacífico contigua a México.

Irregularidades en los datos

La prolongación de las observaciones disponibles permite verificar la naturaleza de las fluctuaciones originadas en las estimaciones anuales de las componentes de marea. Una parte de la variación es debida al ruido de fondo el cual es amplificado por cambios en el nivel originados por factores ajenos a la marea, los cuales, en una secuencia de análisis, tiene carácter de variable al azar. En algunos casos se encuentra, superpuesta a las fluctuaciones al azar, una tendencia neta. Se debe interpretar la tendencia con mucho cuidado. Puede ser auténtica, indicando un cambio gradual en la marea sentida o ser ficticia, siendo debida al deterioro o al mal mantenimiento del instrumento, o al desplazamiento de los bancos de nivel. Una tendencia que persiste durante 20 años debe ser auténtica porque se han hecho mantenimientos repetidos del instrumento e inspecciones de los bancos de nivel.

La figura 9 muestra la gráfica de las estimaciones anuales de Z_0 , el nivel anual promedio y de la amplitud y desfaseamiento de Greenwich de K_1 y M_2 para Topolobampo. Incluimos también el coeficiente de correlación lineal entre los valores medidos y el año de referencia. Un valor de r cerca de uno indica que la variable aumenta regularmente con el tiempo; un valor negativo indica que baja.

La gráfica muestra que Z_0 sube además de oscilar. Los cambios en las componentes diurna y semidiurna son claros: La amplitud disminuye y el desfaseamiento de Greenwich aumenta. Hemos mostrado K_1 y M_2 únicamente pero O_1 , P_1 , N_2 , S_2 , K_2 exhiben la misma tendencia. Tal comportamiento de la marea, que no tiene contraparte en las estaciones vecinas, implica que es un fenómeno local. Puesto que la

marea llega a ser más débil, y más tarde, suponemos que la comunicación entre la estación a Topolobampo y el océano es gradualmente obstruida con aluvión. El

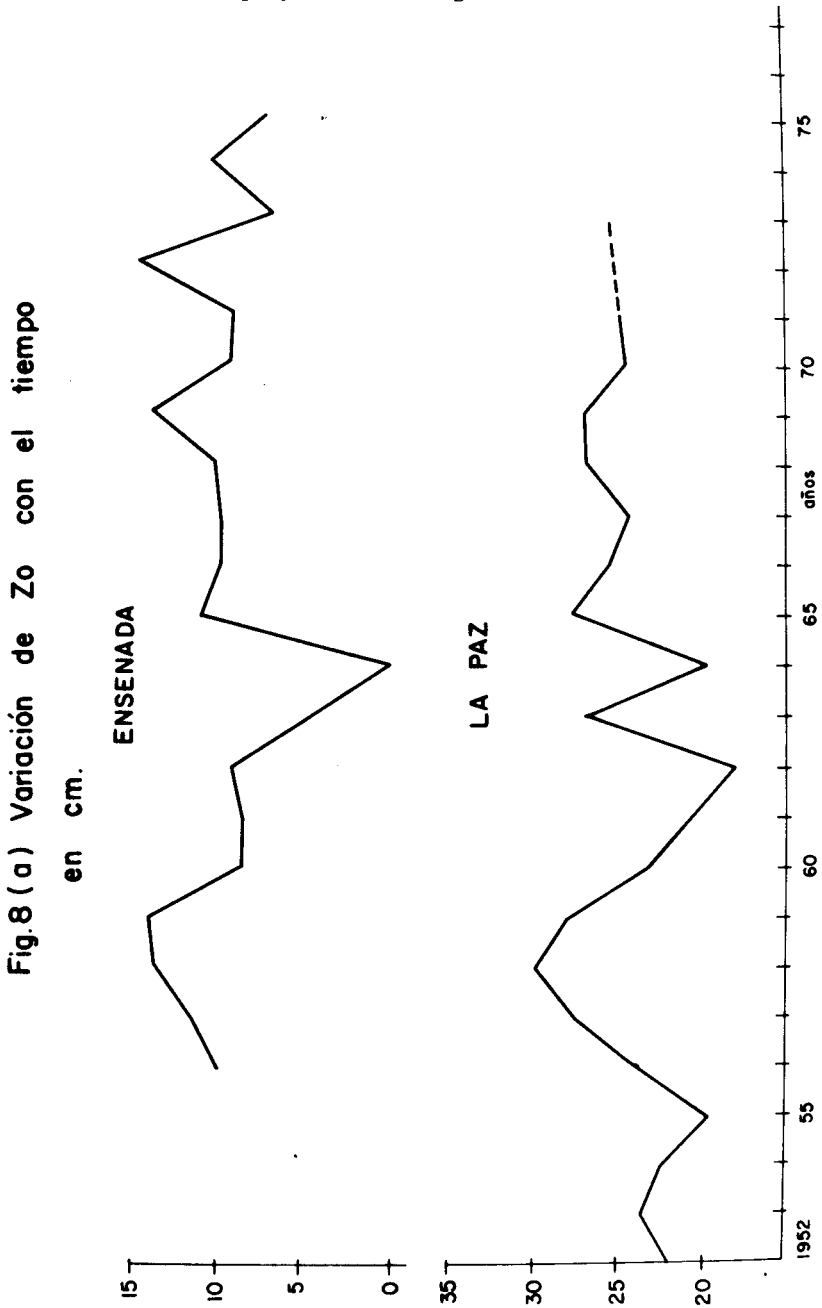
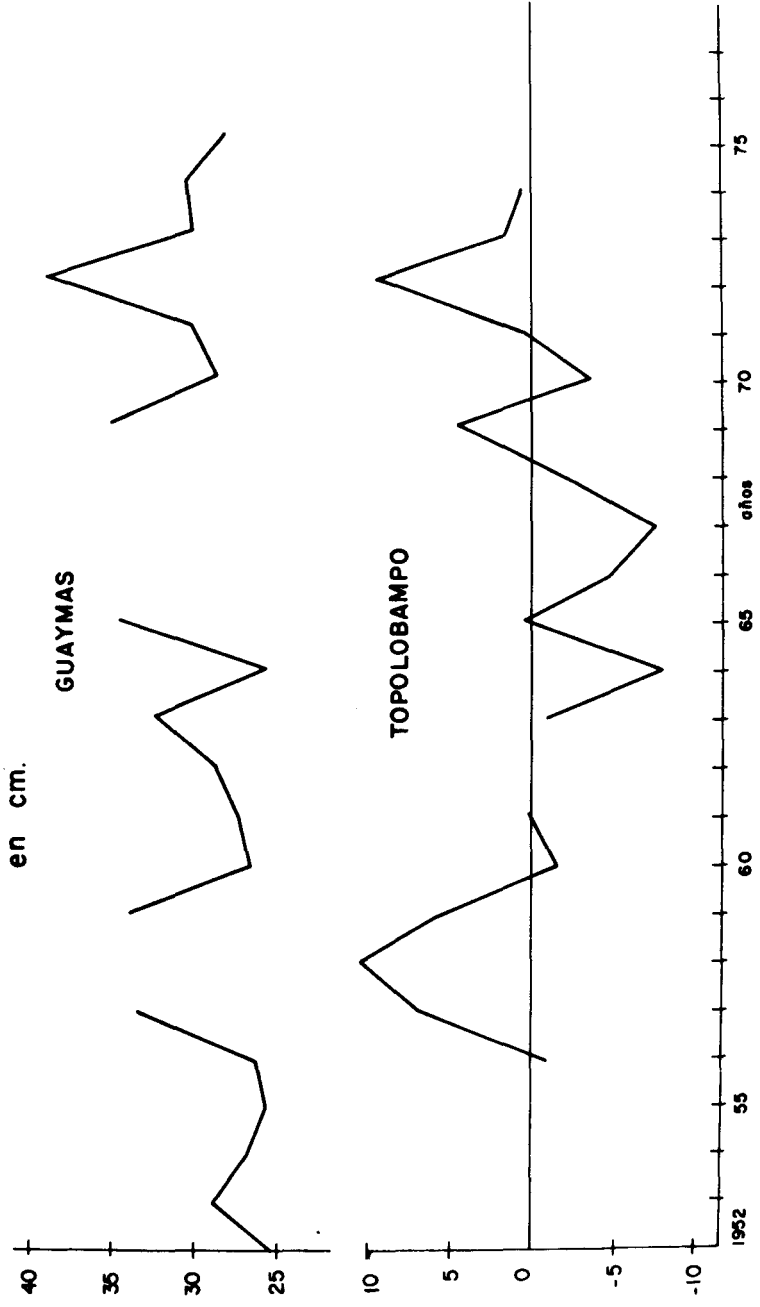


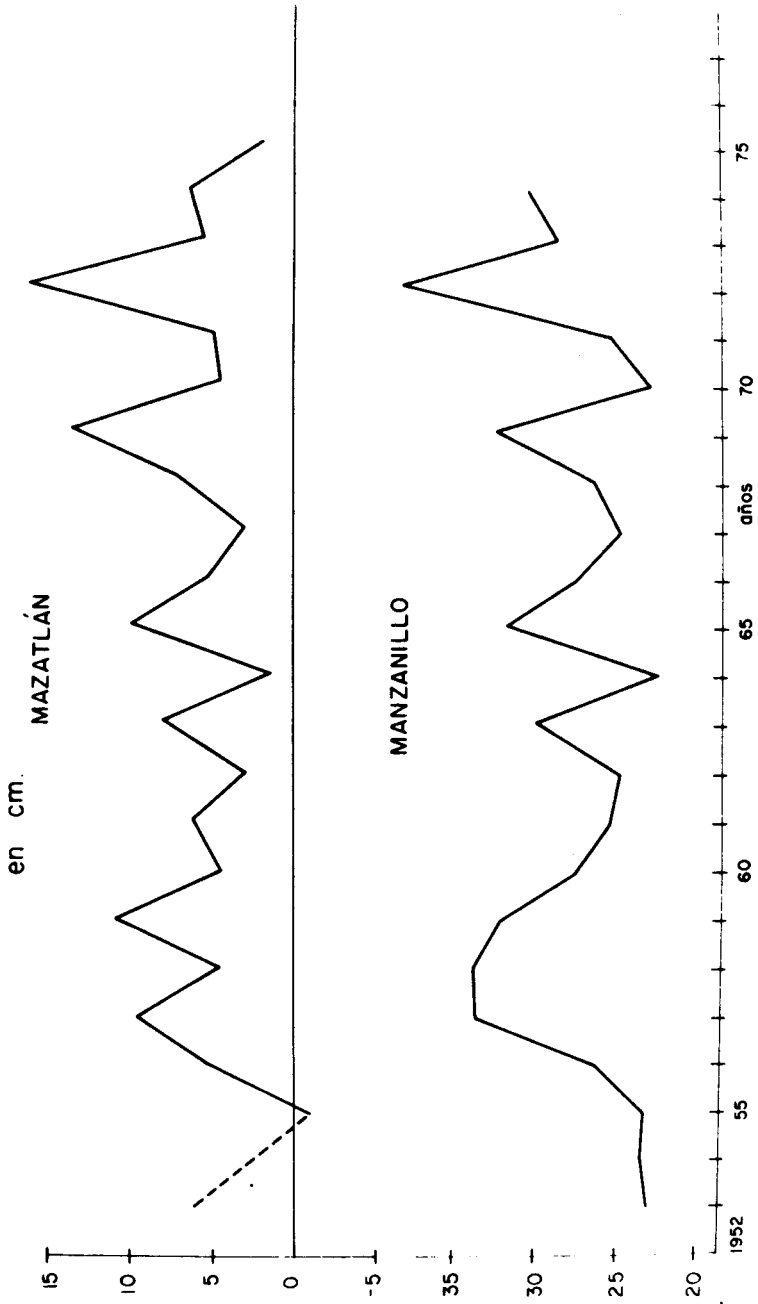
Fig. 8 Valores disponibles del nivel promedio anual Z_0 desde 1952.

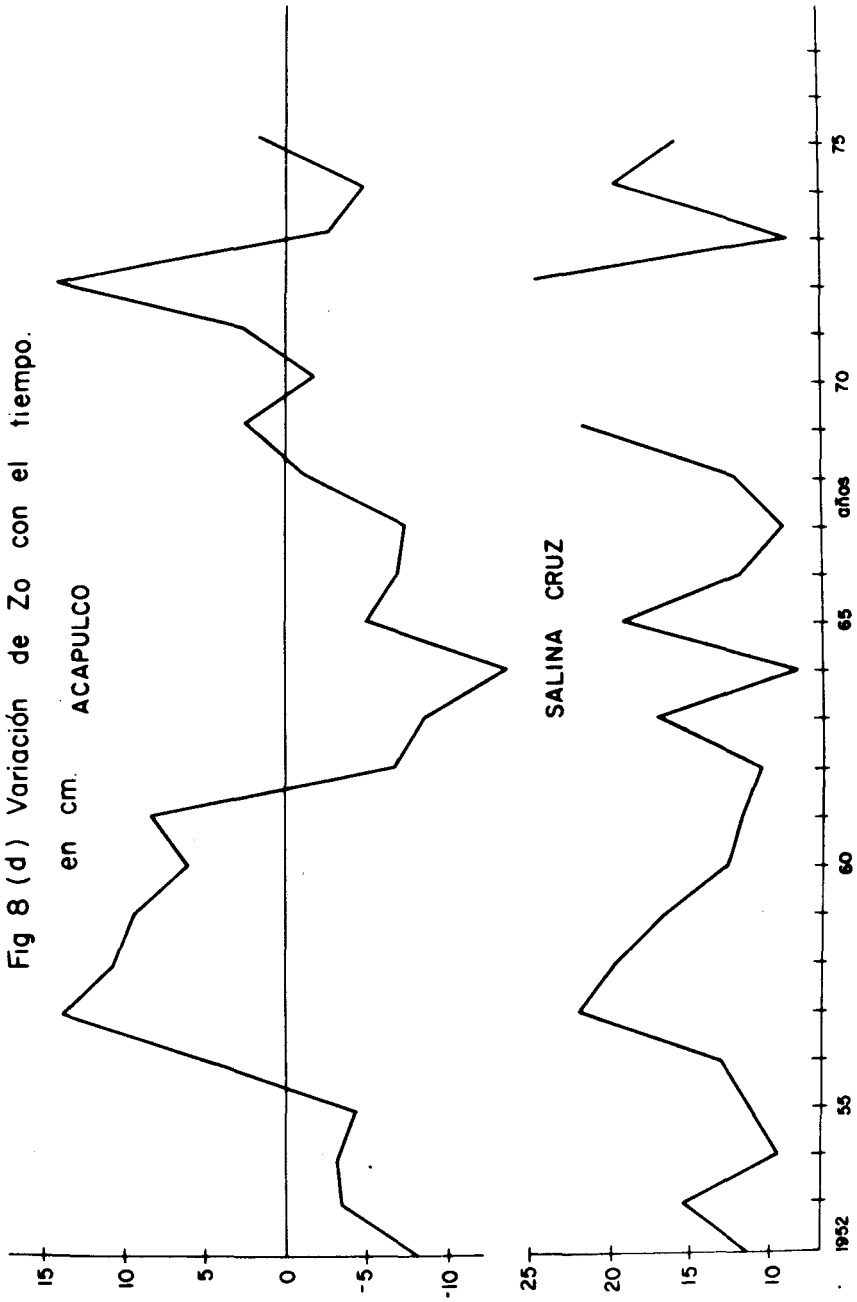
Fig 8 (b) Variación de Z_o con el tiempo

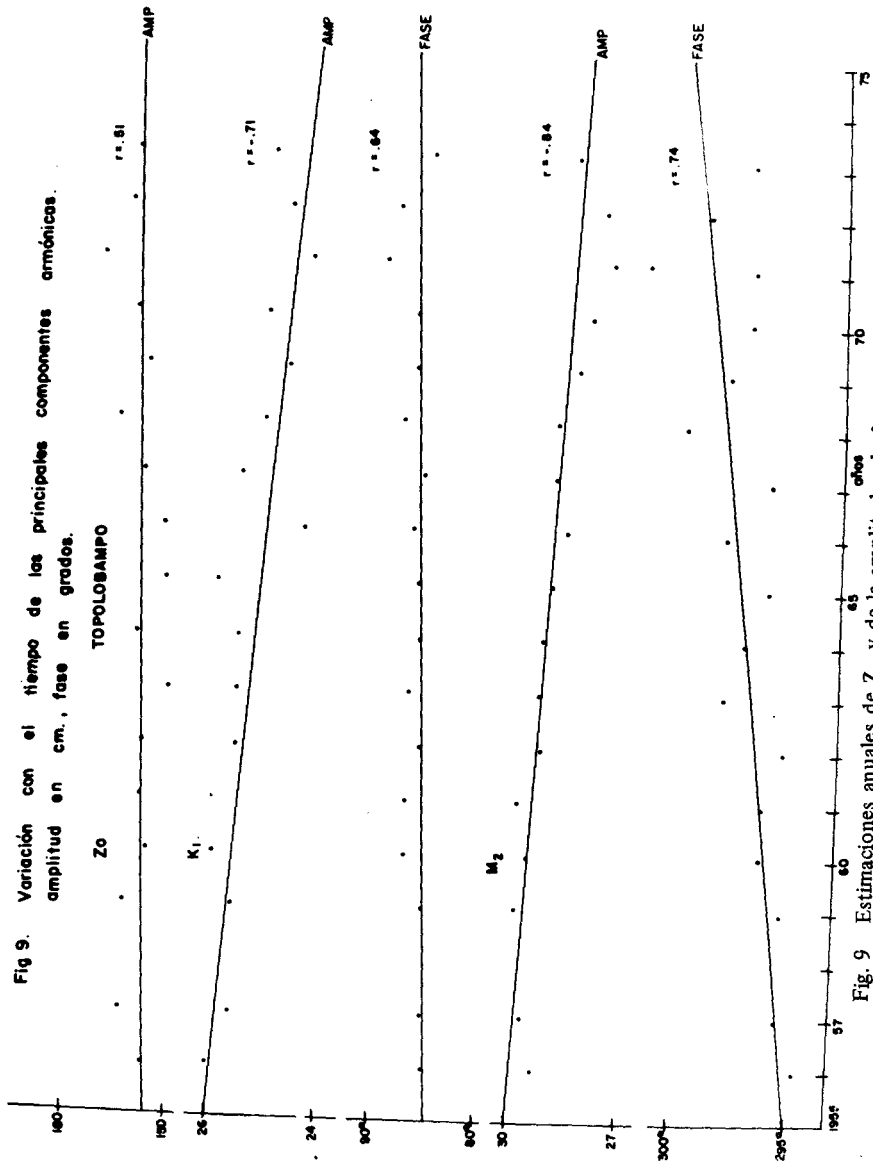


cambio de nivel puede reflejar un desplazamiento de los bancos de nivel o un cambio en la composición interna del agua que permanece en la zona del puerto.

Fig 8 (c) Variación de Z_0 con el tiempo







Encontramos otro cambio auténtico en el nivel promedio anual Z_0 en Acapulco. Mostramos su gráfica en la figura 10: La bajada del nivel es inequívoca (Grivel, 1967). Puesto que no tiene contraparte en las estaciones vecinas, indica una subida local del terreno causada por acción tectónica.

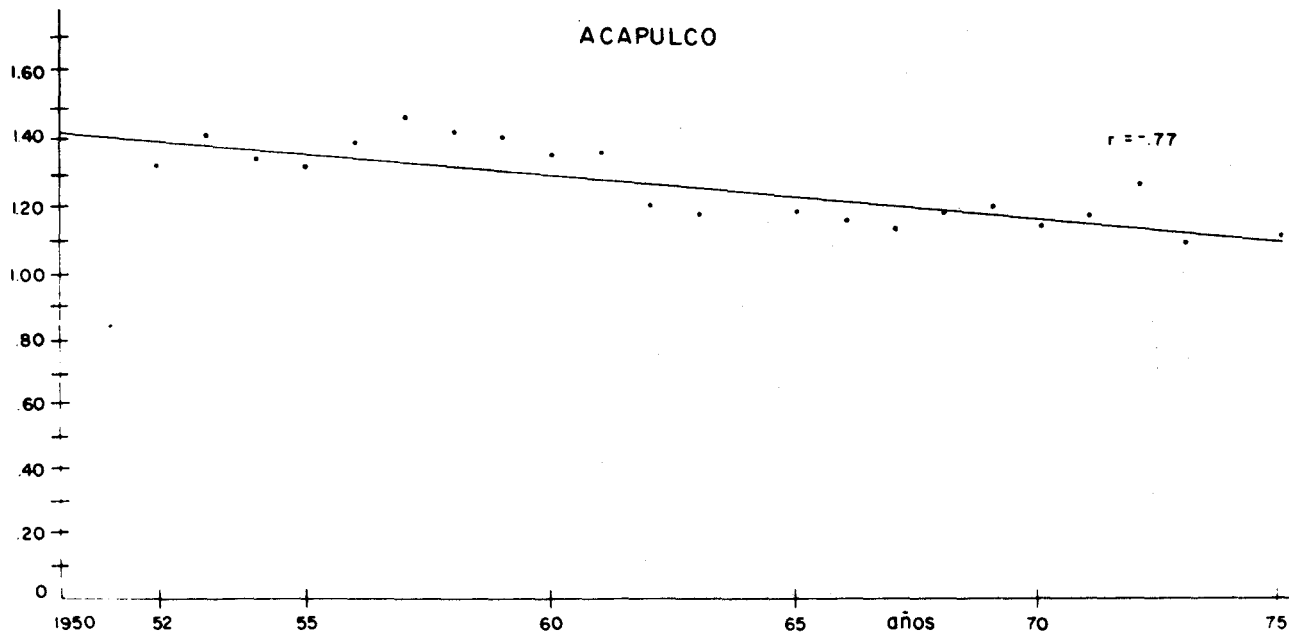


Fig 10. Variación de Z_0 con el tiempo, r es el coeficiente de autocorrelación.

Fig. 10 Estimaciones anuales del nivel promedio Z_0 en Acapulco.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Dr. Ignacio Galindo y al Dr. José Barberán, del Instituto de Geofísica de la UNAM y al Ing. Francisco Grível, de la Dirección General de Oceanografía, Secretaría de Marina, el habernos proporcionado gran parte de los datos que hicieron posible este estudio.

BIBLIOGRAFIA

- FILLOUX, J. H., 1973. Tidal patterns and energy balance in the Gulf of California. *Nature*, 243, 217 - 22 p.
- GODIN, G., 1979. Mareas, Curso dado en el CICESE, Ensenada, B. C., Notas en circulación.
- GODIN, G., R. DE LA PAZ VELA, N. RODRIGUEZ y M. ORTIZ, 1980. Revisión de los datos de marea para la costa occidental de México disponibles en el CICESE e interpretación de los resultados. 200 p. (sin publicar).
- GRIVEL, F., 1967. Anomalías en el nivel medio del mar en Acapulco, Gro. México. *Geofísica Internacional*, 7: 2, 53 - 61.
- Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, 1980. Tablas de Predicción de Mareas. Puertos del Océano Pacífico, 287 p.
- STOCK, G., 1976. Modelling of tides and tidal dissipation in the Gulf of California. Ph. D. Thesis Scripps Institute of Oceanography. 133 p.