

**Centro de Investigación Científica y de
Educación Superior de Ensenada**



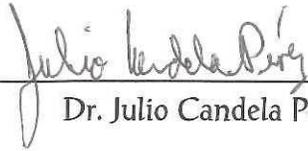
**RESPUESTA DEL NIVEL DEL MAR AL FORZAMIENTO
METEOROLOGICO EN LAS COSTAS DEL
GOLFO DE MEXICO**

**TESIS
MAESTRIA EN CIENCIAS**

ORLANDO RAMIREZ STOUT

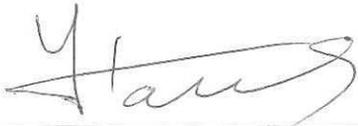
Ensenada, Baja California, Mexico, Noviembre de 1998.

TESIS DEFENDIDA POR
ORLANDO RAMÍREZ STOUT
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE



Dr. Julio Candela Pérez

Director del Comité



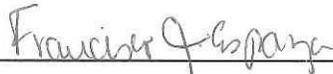
M.C. Salvador Fernando Farreras Sanz

Miembro del Comité



Dr. Antoine Badan Dagon

Miembro del Comité



Dr. Francisco Javier Esparza Hernández

Miembro del Comité



Dr. Silvio Guido Marinone Moschetto

*Jefe del Departamento de Oceanografía
Física*



Dr. Federico Graef Ziehl

Director de Estudios de Posgrado

6 de noviembre de 1998

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE
EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

DIVISION DE OCEANOLOGIA
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA FISICA

RESPUESTA DEL NIVEL DEL MAR AL FORZAMIENTO
METEOROLOGICO EN LAS COSTAS DEL GOLFO DE MEXICO

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener
el grado de MAESTRO EN CIENCIAS presenta:

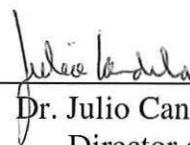
ORLANDO RAMIREZ STOUT

Ensenada, Baja California, México. Noviembre de 1998.

RESUMEN de la tesis de Orlando Ramírez Stout presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanología con opción en Oceanografía Física. Ensenada, Baja California, México. Noviembre de 1998.

Respuesta del nivel del mar al forzamiento
meteorológico en las costas del Golfo de México.

Resumen aprobado por:



Dr. Julio Candela Pérez
Director de Tesis

Se analiza la respuesta subinercial del nivel del mar al forzamiento atmosférico, en las costas del Golfo de México, utilizando observaciones simultáneas del nivel del mar, presión atmosférica y velocidad del viento obtenidas durante los años 1985 y 1986. Para el procesamiento de las observaciones fueron empleados los métodos estadísticos del análisis espectral, la regresión múltiple en dominio de las frecuencias; así como la descomposición en funciones empíricas ortogonales.

Se observa que la propagación de la señal del nivel del mar a lo largo de la costa, posee un carácter que va de barotrópico a mixto, presentando coherencia significativa para el intervalo de frecuencias comprendido entre los 0.01 y 0.5 cpd (periodos de 100 a 2 días). El análisis muestra que la presión atmosférica es el principal agente de forzamiento atmosférico; aunque la respuesta del nivel del mar a los cambios de la presión atmosférica posee un carácter no isostático, el mismo varía con la frecuencia y la ubicación geográfica, siendo en general sobre isostático en la zona norte y bajo isostático en la zona sur occidental del Golfo, con excepción de las estaciones ubicadas en la costa de Cuba, donde se observa un comportamiento casi isostático del nivel del mar.

Se establece la importancia del viento local y remoto sobre la variabilidad del nivel del mar, y se encuentra una zona de forzamiento efectivo del nivel por parte del viento en la parte occidental de la Península de la Florida.

Palabras claves: mares semicerrados, nivel del mar, forzamiento atmosférico, Golfo de México.

ABSTRACT of the Thesis of Orlando Ramírez Stout, presented as partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCES degree in OCEANOLOGY with major in PHYSICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California, Mexico. November 1998.

**Sea level response to meteorological forcing
in the coast of the Gulf of Mexico.**

ABSTRACT

The subinertial response of the sea level to meteorological forcing in the Gulf of Mexico is examined using observations of sea level, atmospheric pressure and surface wind covering the period 1985-1986. Spectral analysis, multiple regression in the frequency domain and empirical orthogonal functions methods are employed for data processing.

It is found that the propagation of sea level variability along the coast of the Gulf of Mexico has a barotropic to hybrid character; significant coherence between adjacent stations, in the frequency interval of 0.01 cfd to 0.5 cfd (periods of 100 to 2 days) is observed.

The analysis shows that the atmospheric pressure is the principal forcing agent. The response of sea level to atmospheric pressure is found to be non isostatic and dependent on frequency and geographical location; the response is overisostatic in the north zone and underisostatic in the south zone of the Gulf, approaching isostasy only at stations located in the Cuban coast.

The importance of local and remote wind in the sea level variability are determined; it is found an effective zone of sea level forcing due to the wind on the West Florida Shelf.

Keywords: semi-enclosed seas, sea level, atmospheric forcing, Gulf of Mexico.

DEDICATORIA

A mis padres y hermano.

AGRADECIMIENTOS

A mi profesor y director de tesis, el Dr. Julio Candela Pérez, por su valiosa colaboración y la ayuda brindada en todo momento para lograr la realización de esta tesis.

A los miembros de mi comité de tesis: M. C. Salvador Farreras, Dr. Antoine Badan y Dr. Francisco Esparza, por sus oportunos comentarios y correcciones al manuscrito.

A los investigadores Dr. Manuel López Mariscal y Dr. Julio Sheinbaum Pardo, por sus valiosos comentarios y acertadas críticas.

A todos los profesores y demás investigadores del Departamento de Oceanografía Física del CICESE, así como a mis compañeros de estudios durante el transcurso de la maestría.

Al Instituto de Oceanología de Cuba, por haberme seleccionado para cursar esta Maestría.

A la Secretaría de Relaciones Exteriores de México por haberme dado la beca que posibilitó mis estudios durante dos años.

CONTENIDO

	Página
I INTRODUCCION	1
II MATERIALES Y METODOS	4
II.1 Datos	4
II.1.1 Nivel del mar	4
II.1.2 Datos meteorológicos	7
II.2 Metodología	8
II.2.1 Análisis espectral	8
II.2.2 Funciones empíricas ortogonales	13
II.2.3 Regresión múltiple en dominio de las frecuencias	16
III RESULTADOS	19
III.1 Propagación en la señal de nivel del mar	19
III.1.1 Nivel del mar ajustado	19
III.1.2 Nivel del mar no ajustado	25
III.2 Forzamiento atmosférico	29
III.2.1 Presión atmosférica	29
III.2.2 Viento local	33
III.2.3 Viento remoto	38
III.2.4 Regresión múltiple	39

CONTENIDO (Continuación)

	Página
III.3 Descomposición en modos empíricos	41
<i>III.3.1 Nivel del mar</i>	45
<i>III.3.2 Presión atmosférica</i>	49
<i>III.3.3 Esfuerzo del viento</i>	52
<i>III.3.4 Relación entre los modos del nivel del mar y los modos de las variables meteorológicas</i>	57
III.4 Variación estacional	59
IV DISCUSION	66
V CONCLUSIONES	72
LITERATURA CITADA	73

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Ubicación de las estaciones mareográficas y rejilla en cuyos nodos fueron tomados los datos meteorológicos.	6
2	Gráficos del nivel del mar no ajustado, la presión atmosférica , el nivel isostático (barómetro invertido) y el nivel del mar ajustado durante los años 1985 y 1986 , correspondientes a la estación mareográfica de SA. Las series de nivel del mar y nivel isostático se encuentran en centímetros, mientras que la de la presión atmosférica está en milibares.	22
3	Espectro cruzado entre el nivel del mar ajustado en las estaciones de SP y PA.	23
4	Espectro cruzado entre el nivel del mar ajustado en las estaciones de GR y GA.	24
5	Valor de la función de coherencia entre las series del nivel del mar ajustado en las estaciones contiguas, para la banda de frecuencias de 0.2 cpd.	26
6	Valor de la función de coherencia entre las series del nivel del mar ajustado en las estaciones contiguas, para la banda de frecuencias de 0.4 cpd.	27
7	Valor de la fase de la función de transferencia entre las series del nivel del mar ajustado en las estaciones contiguas, para la banda de frecuencias de 0.25 cpd.	28
8	Espectro cruzado entre el nivel del mar no ajustado en las estaciones de GR e IS.	30
9	Contornos de la desviación estándar (en cm) del nivel del mar no ajustado.	31
10	Contornos de la desviación estándar (en mb) de la presión atmosférica.	32

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura		Página
11	Valores de la amplitud y la fase de la función de transferencia entre la presión atmosférica y el nivel no ajustado en las estaciones de SA , PA y CO .	34
12	Valor de la función de coherencia entre el esfuerzo de la componente longitudinal del viento estimado en SP y el nivel del mar no ajustado en las estaciones de PA, SO, GR, GA, IS y TU, en la frecuencia de los 0.25 cpd.	40
13	Coefficientes de la regresión en el dominio de las frecuencias del nivel del mar en función de las variables meteorológicas, para la estación de TU.	43
14	Coefficientes de la regresión en el dominio de las frecuencias del nivel del mar en función de las variables meteorológicas, para la estación de GA.	44
15	Variación espacial y temporal del modo empírico 1 del nivel del mar no ajustado.	46
16	Variación espacial y temporal del modo empírico 2 del nivel del mar no ajustado.	47
17	Variación espacial y temporal del modo empírico 1 del nivel del mar ajustado.	48
18	Variación espacial y temporal del modo empírico 1 de la presión atmosférica.	50
19	Variación espacial y temporal del modo empírico 2 de la presión atmosférica.	51
20	Variación espacial y temporal del modo 1 del esfuerzo del viento zonal.	53
21	Variación espacial y temporal del modo 2 del esfuerzo del viento zonal.	54

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura		Página
22	Variación espacial y temporal del modo empírico 1 del esfuerzo del viento meridional.	55
23	Variación espacial y temporal del modo empírico 2 del esfuerzo del viento meridional.	56
24	Espectros de potencias de las series de la variación temporal de los modos empíricos 1 y 2 de la presión atmosférica y el nivel del mar no ajustado.	58
25	Variación espacial y temporal del modo empírico 1 de los promedios mensuales de la presión atmosférica y los promedios mensuales del nivel del mar no ajustado.	62
26	Variación espacial y temporal del modo empírico 1 de los promedios mensuales del esfuerzo meridional del viento y los promedios mensuales del nivel del mar no ajustado.	63
27	Variación espacial y temporal del modo empírico 1 de los promedios mensuales de la componente principal del esfuerzo del viento y los promedios mensuales del nivel del mar no ajustado.	64

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Abreviatura, ubicación, ángulo de inclinación de la costa y distancia a la estación contigua correspondiente a cada estación mareográfica.	5
II	Angulo de inclinación de la costa y distancia a la estación contigua correspondiente a cada estación mareográfica.	10
III	Valores de la desviación estándar de las series del nivel del mar no ajustado, presión atmosférica, nivel isostático y nivel del mar ajustado; así como el porcentaje que representa la desviación estándar de la presión en la desviación estándar del nivel no ajustado.	21
IV	Porcientos de la varianza explicada por los tres primeros modos empíricos en cada una de las variables consideradas en el estudio.	42
V	Valores de la desviación estándar de las series del nivel del mar no ajustado, y de las series de los promedios mensuales.	60
VI	Velocidades de fase de la señal del nivel y las velocidades de fase de las ondas internas y de las ondas de plataforma, entre las estaciones contiguas.	67

I INTRODUCCION

Entre los factores que provocan variaciones subinerciales en el nivel del mar, están la presión atmosférica y el viento. La relación entre estas variables ha sido muy estudiada de ahí que en la bibliografía acerca del tema se encuentre una gran diversidad de trabajos: Robinson, 1964; Adams y Buchwald, 1969; Wunsch, 1972, 1991; Smith, 1978a, 1978b; Garret y Toulany, 1982; Halliwell y Allen, 1984; Allen y Dendo, 1984; Ramírez, 1990; Ponte, 1994, entre otros. Por diferentes razones no siempre es posible contar con registros simultáneos de nivel del mar y las dos variables meteorológicas, motivo por el cual se han realizado muchos otros trabajos, Gill y Schuman, 1974; Wang, 1979a, 1979b; Garret y Majaes, 1984; Ponte, 1993; Candela y Lozano, 1994 y Gaspar y Ponte, 1997; donde es estudiado el efecto que provocan por separado la presión atmosférica o el viento en las variaciones de frecuencia baja del nivel del mar.

En el océano abierto los cambios en la presión atmosférica provocan una respuesta inversa en el nivel del mar, conocida como barómetro invertido, esto es que la superficie del mar baja (sube) un centímetro por cada milibar de incremento (decremento) en la presión atmosférica; sin embargo en zonas litorales la presencia de la costa puede provocar un alejamiento de la respuesta de barómetro invertido, (Robinson, 1964; Hamon, 1966) lo cual se intensifica en el caso de los mares semicerrados, como lo muestran varios estudios realizados en el Mar Mediterráneo: Garret y Majaes (1984), Lascaratos y Gacic (1990), Candela (1991), Ponte (1993), Candela y Lozano (1994), Tsimplis y Vlahakis (1994) y Tsimplis (1995); así como el realizado por Garret y Toulany (1982), en el Golfo St. Lawrence, en Canadá.

meteorológicos (Hernández, 1990 y Hernández *et al.*, 1994) ha sido vista en localidades de forma aislada, no teniéndose un criterio de su variación espacial.

Los datos utilizados para realizar este estudio son mediciones simultáneas del nivel del mar, presión atmosférica y vientos a lo largo de las costas del Golfo de México y la costa NW de Cuba, durante los años 1985 y 1986. Los datos de nivel del mar corresponden a registros obtenidos en doce estaciones mareográficas ubicadas en las costas del Golfo y dos en la costa de Cuba; mientras que las series meteorológicas son registros provenientes de una interpolación dinámica de datos observados de una rejilla que cubre a toda la zona del Golfo, estos datos fueron proporcionados por el European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMRWF) del Reino Unido.

Para el procesamiento de los datos fueron empleadas las técnicas estadísticas del análisis espectral cruzado, la regresión múltiple en el dominio de las frecuencias, y la descomposición en funciones empíricas ortogonales.

El presente estudio tiene como objetivos investigar las escalas de frecuencias en las cuales la señal subinercial del nivel del mar tiene valores significativos de coherencia entre las distintas estaciones; así como la importancia del forzamiento local y remoto que los agentes meteorológicos ejercen sobre el nivel del mar.

II MATERIALES Y METODOS

II.1 Datos

En este epígrafe se hará una descripción de las fuentes de información de los datos, su intervalo de muestreo, unidades en que se encuentra cada variable; así como el procesamiento previo a los análisis.

II.1.1 Nivel del mar.

Los datos de nivel del mar corresponden a registros horarios procedentes de las catorce estaciones mareográficas seleccionadas para este estudio, fig. 1, la elección de las mismas se realizó teniendo en cuenta que dichas estaciones abarcaran la mayor parte posible de las costas del Golfo y que a su vez contarán con registros continuos y simultáneos durante los años 1985 y 1986. En la tabla I aparecen los nombres de las estaciones, sus abreviaturas y ubicación geográfica.

Con el objetivo de separar la marea y otras fluctuaciones de frecuencia alta, las series fueron filtradas con un filtro de paso bajo con frecuencia de corte de 0.8 cpd. Para una parte del estudio las series del nivel del mar fueron ajustadas con los datos de la presión atmosférica en cada localidad, esto es que a la serie del nivel, $\xi(t)$, se le resta la contribución isostática de la presión atmosférica, $p(t)/\rho g$, donde $p(t)$ es la presión atmosférica local, ρ la densidad del agua y g la aceleración de la gravedad; las nuevas series $\xi(t) - p(t)/\rho g$ representan la parte dinámica del nivel del mar y son comúnmente conocidas como nivel del mar ajustado. Los datos están expresados en centímetros.

Tabla I. Abreviatura y ubicación geográfica de cada estación mareográfica.

Estación (País)	Abreviatura	Latitud (grados N)	Longitud (grados W)
San Antonio (CUB)	SA	21.54	84.54
Siboney (CUB)	SI	23.05	82.28
Key West (EUA)	KW	24.33	81.48
Key Colony (EUA)	KC	24.70	81.20
St. Petersburg (EUA)	SP	28.10	82.70
Panama City (EUA)	PA	30.10	85.7
South Pass (EUA)	SO	28.56	89.26
Grand Isle (EUA)	GR	29.18	90.30
Galveston (EUA)	GA	29.20	94.42
Port Isabel (EUA)	IS	26.30	96.30
Tuxpan (MEX)	TU	21.20	97.00
Veracruz (MEX)	VE	19.11	96.07
Coatzacoalcos (MEX)	CO	18.09	94.25
Cd. del Carmen (MEX)	CA	18.60	91.50

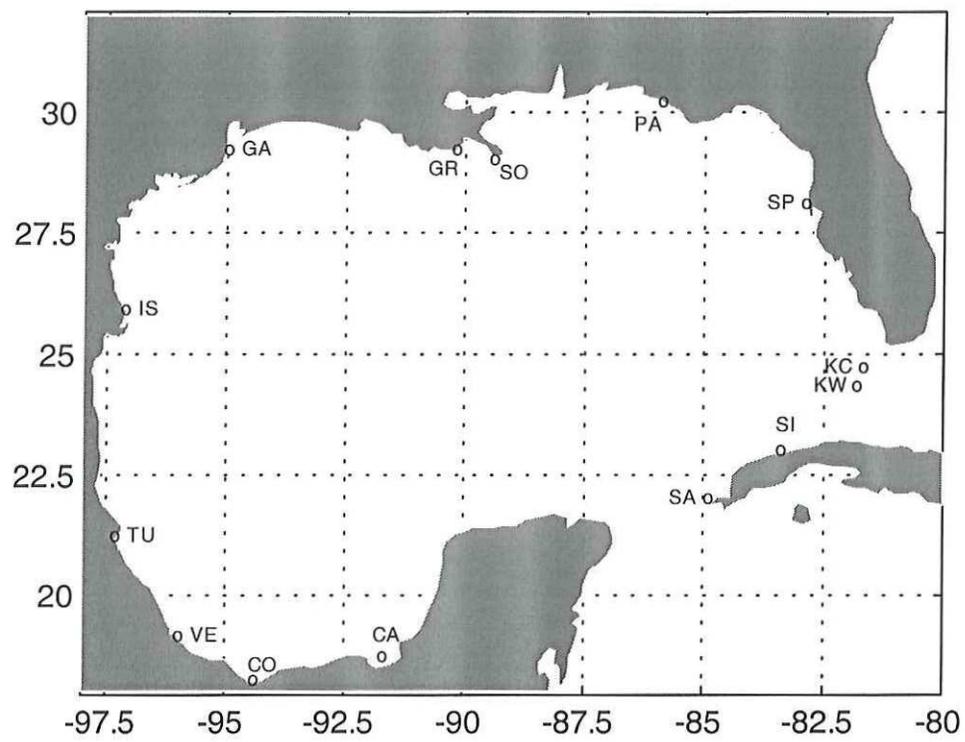


Figura 1. Ubicación de las estaciones mareográficas y rejilla en cuyos nodos se fueron tomados los datos meteorológicos.

II.1.2 Datos meteorológicos.

Los datos meteorológicos de presión atmosférica y velocidad zonal y meridional del viento, provienen de una interpolación dinámica de datos observados, y se encuentran en una rejilla regular de 2.5 grados de latitud por 2.5 grados de longitud, que cubre toda la zona del Golfo, fig.1. Estos datos fueron proporcionados por el European Center for Medium Weather Forecast (ECMRWF) del Reino Unido. Para obtener las series meteorológicas correspondientes a cada estación mareográfica se realizó una interpolación espacial, empleando para ello un promedio ponderado del valor de cada variable meteorológica (presión atmosférica o componentes del viento) según fuera el caso, y se usó como coeficiente de ponderación el inverso de la distancia de la estación mareográfica a cada una de las cuatro estaciones meteorológicas que rodeaban a esta; por ejemplo para obtener la serie de la presión atmosférica correspondiente a la estación mareográfica i se

procedió a calcular:

$$P_i = \frac{\sum_{j=1}^4 \frac{P_j}{d_{ij}}}{\sum_{j=1}^4 \frac{1}{d_{ij}}}$$

donde P_j es el valor de la presión en la estación j y d_{ij} es la distancia desde la estación mareográfica i hasta la estación meteorológica j , con $i = 1, \dots, 14$ y $j = 1, \dots, 4$ para cada valor de i .

Como el intervalo de muestreo original de los datos meteorológicos es de 12 horas, se realizó una interpolación lineal para obtener series muestreadas cada de 6 horas, acorde con la discretización de las series de nivel del mar.

Para obtener las componentes del viento: U y V (normal y paralela a la costa, respectivamente) las series de las componentes zonal y meridional fueron rotadas según el valor de los ángulos de orientación de la costa (dados en grados trigonométricos) en cada estación, tabla II.

Para obtener las series del esfuerzo del viento fue empleado el coeficiente de arrastre dado por Large y Pond (1981):

$$10^{-3} C_D = \begin{cases} 1.2 & |V| \leq 11 \text{ ms}^{-1} \\ 0.49 + 0.065|V| & |V| > 11 \text{ ms}^{-1} \end{cases}$$

Los datos de presión atmosférica están en milibares, los de la velocidad del viento en metros por segundos, mientras que los del esfuerzo en Pascales (Nm^{-2}).

II.2 Metodología

II.2.1 Análisis espectral.

El análisis espectral es una técnica estadística muy empleada en el procesamiento de series de tiempo; a continuación se hará una breve descripción del método, para mas detalles pueden ser consultados los textos: Bendat y Piersol (1971), Bath (1974), Bracewell (1978) y Jenking y Watts (1969).

Representación en frecuencias de una serie de tiempo.

Una serie de tiempo $z(t)$ puede ser representada también como una serie en el dominio de la frecuencia, a la cual denotaremos por $Z(\sigma)$ (representación espectral). El paso de una representación a la otra, se realiza por medio de la transformada de Fourier:

$$Z(\sigma) = \int_{-\infty}^{\infty} z(t) e^{-2\pi i \sigma t} dt \quad (1)$$

$$z(t) = \int_{-\infty}^{\infty} Z(\sigma) e^{2\pi i \sigma t} d\sigma \quad (2)$$

Para el caso de series observacionales el par (1) , (2) , debe ser modificado para permitir su procesamiento en las computadoras, el hecho de que una serie deba ser muestreada en tiempo impone la relación de muestreo:

$$\Delta t = \frac{1}{2} \sigma_n \quad (3)$$

donde : Δt = intervalo de muestreo

σ_n = la frecuencia máxima observada en la serie

(frecuencia de Nyquist).

Tabla II. Angulo trigonométrico de inclinación de la costa y distancia a la estación contigua correspondiente a cada estación mareográfica.

Estación (País)	Abreviatura	Angulo trigonométrico de inclinación (grados)	Distancia a la estación anterior a lo largo de la costa (Km)
San Antonio (CUB)	SA	21	0
Siboney (CUB)	SI	18	286
Key West (EUA)	KW	0	164
Key Colony (EUA)	KC	115	50
St. Petersburg (EUA)	SP	78	406
Panama City (EUA)	PA	160	385
South Pass (EUA)	SO	137	366
Grand Isle (EUA)	GR	5	124
Galveston (EUA)	GA	26	400
Port Isabel (USA)	IS	98	371
Tuxpan (MEX)	TU	108	571
Veracruz (MEX)	VE	105	252
Coatzacoalcos (MEX)	CO	19	223
Cd. del Carmen (MEX)	CA	33	295

Espectros de potencia y espectros cruzados.

Comenzaremos por definir dos operaciones fundamentales en el procesamiento de series de tiempo:

La función de autocorrelación de la serie $z_1(t)$,

$$R_{11}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} T^{-1} \int_0^T z_1(t)z_1(t+\tau)dt \quad (4)$$

donde: τ = desfase en tiempo

T = intervalo de observación.

La función de correlación cruzada entre las series $z_1(t)$ y $z_2(t)$,

$$R_{12}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} T^{-1} \int_0^T z_1(t)z_2(t+\tau)dt \quad (5)$$

Como $Z(\sigma)$ esta referida a una unidad de intervalo de frecuencia $(\Delta\sigma)$, recibe el nombre de densidad espectral. Esta cantidad en realidad representa un promedio sobre la banda de frecuencia. Entonces, $|Z(\sigma)|^2$ recibe le nombre de densidad de potencia espectral.

El espectro de potencia puede ser obtenido efectuando la transformada de Fourier de la autocorrelación (R_{11}) y en realidad ambas forman un par transformado, es decir:

$$S_{11}(\sigma) = \int_{-\infty}^{\infty} R_{11}(\tau) e^{-2\pi\sigma\tau i} d\tau \quad (6)$$

donde $S_{11}(\sigma) = |Z(\sigma)|^2$ es la densidad de potencia espectral.

De la misma forma la correlación cruzada $R_{12}(\tau)$ forma un par transformado con el espectro cruzado $S_{12}(\sigma)$; debido a que $R_{12}(\tau)$ es impar, $S_{12}(\sigma)$ es en general complejo. En algunas aplicaciones resulta conveniente separarlo en su parte real $(C_{12}(\sigma)$, coespectro) y su parte imaginaria $(Q_{12}(\sigma)$, espectro de cuadratura) :

$$S_{12}(\sigma) = C_{12}(\sigma) - iQ_{12}(\sigma) \quad (7)$$

El desfase θ_{12} de $Z_1(\sigma)$ con respecto a $Z_2(\sigma)$, para una frecuencia dada, esta dado por:

$$\tan \theta_{12}(\sigma) = -\frac{Q(\sigma)_{12}}{C(\sigma)_{12}} \quad (8)$$

En el cálculo de espectros cruzados es muy útil el calcular la función de coherencia $\gamma_{12}(\sigma)$, cantidad real definida por:

$$\gamma_{12}^2(\sigma) = \frac{|S_{12}(\sigma)|^2}{S_{11}(\sigma)S_{22}(\sigma)} \leq 1 \quad (9)$$

así como la función de transferencia definida por :

$$h_{12}(\sigma) = G(\sigma)e^{i\alpha(\sigma)} = \frac{S_{22}(\sigma)}{S_{11}(\sigma)} \quad (10)$$

donde $G(\sigma)$ es su amplitud o ganancia y $\alpha(\sigma)$ su fase.

II.2.2 Funciones empíricas ortogonales.

Las descomposición en funciones empíricas ortogonales o componentes principales, como también son conocidas en las estadística matemática , es un método que permite descomponer una serie en unos pocos modos, que son los que acumulan el mayor porcentaje de varianza de la serie.

A continuación se presenta una breve descripción del método, una explicación más detallada puede ser vista en Lorentz (1956), donde se muestran aplicaciones meteorológicas; el empleo de este método para análisis de registros de nivel del mar puede ser visto en Enfield y Allen (1983) y Halliwell y Allen (1984).

Sea $u(t,x)$ una realización de cierta función muestra de un proceso al que consideraremos estacionario; dicha realización se tiene para M instantes de tiempo y en N puntos del espacio, es decir $u(t,x) = u(t_k, x_i)$ con t_k ($k=1,2,\dots,M$) y x_i ($i=1,2,\dots,N$) , si

consideramos que $N \leq M$ y organizamos los datos de forma matricial donde los renglones correspondan a la variación temporal y las columnas a la variación espacial, interpretaremos a las funciones empíricas (autofunciones) como los ejes principales del espacio N dimensional representado por la matriz.

Como primer paso se construye la matriz $C=[C_{ij}]$ formada por los coeficientes de covarianza de las N series definidas en cada punto del espacio:

$$C_{ij} = K^{-1} \sum_{k=1}^M u_k(x_i) u_k(x_j) \quad (11)$$

Si se define un nuevo conjunto de ejes ortogonales $\xi(x_i)$, de forma que :

$$\sum_{i=1}^N C_{ij} \xi_n(x_i) = \lambda_n \xi_n(x_j) \quad , n = 1, 2, \dots, N \quad (12)$$

es decir constituido por los autovectores de la matriz de covarianza, y que cumplen además (ya que C es simétrica) con la condición de ortogonalidad :

$$\sum_{i=1}^N \xi_n(x_i) \xi_k(x_i) = \delta_{nk} \quad (13)$$

donde $\delta_{nk} = \begin{cases} 1, k=n \\ 0, k \neq n \end{cases}$

se puede definir una nueva variable E_{kn} , referida a los nuevos ejes por la relación:

$$E_{kn} = \sum_{i=1}^N u_k(x_i) \xi_n(x_i) \quad (14)$$

entonces la matriz de covarianza puede ser transformada en una matriz diagonal , es decir

$$K^{-1} \sum_{k=1}^M E_{kn} E_{kj} = \lambda_n \delta_{nj} \quad (15)$$

por lo cual

$$K^{-1} \sum_{k=1}^M E_{kn}^2 = \lambda_n \quad (16)$$

De esta forma los autovalores λ_n son el valor medio cuadrado de los coeficientes de expansión E_{kn} . Esto es la energía promedio de los varios modos, como la matriz es diagonal, la suma de los autovalores representan la energía total presente en la series consideradas, luego la relación:

$$\frac{\lambda_n}{\sum_{n=1}^N \lambda_n} * 100 \quad (17)$$

indicara el porciento de varianza (energía) relacionada a cada modo.

Si los autovalores son ordenados en forma decreciente: $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_n$, entonces el autovector ξ_1 extrae la máxima varianza del conjunto de series, ξ_2 extrae la máxima varianza restante y así sucesivamente. Como resultado la expansión de las series observadas en términos de las autofunciones en la forma

$$u(t,x) = \sum_{n=1}^N E_{kn} \xi_n(x_i) \quad (18)$$

requiere de un mínimo de términos para representar la mayor parte de la varianza del conjunto de las series.

II.2.3 Regresión múltiple en dominio de las frecuencias.

La relación más general entre el nivel del mar y las variables meteorológicas: presión atmosférica (p) y las componentes del viento este-oeste (E) y norte-sur (N) es una convolución que puede ser escrita como:

$$\xi(t) = \int_{-\infty}^{\infty} a(\tau) p(t-\tau) d\tau + \int_{-\infty}^{\infty} b(\tau) E(t-\tau) d\tau + \int_{-\infty}^{\infty} c(\tau) N(t-\tau) d\tau + n(t) \quad (19)$$

donde $n(t)$ representa el ruido residual del nivel del mar o varianza incoherente con p , E , N y a , b , c son coeficientes reales por determinar, que dependen del tiempo; para mayor comodidad en el desarrollo de este epígrafe dichos coeficientes serán referidos como a_i con $i = 1,2,3$ para indicar que $a_1 = a$, $a_2 = b$ y $a_3 = c$.

Si se denota por $\hat{a}_i(\sigma)$ a la transformada de Fourier de a_i y por $\Phi_{ij}(\sigma)$ al coespectro entre las variables i y j con $i, j = 1, 2, 3$; entonces la solución por el método de los cuadrados mínimos para obtener los valores de $\hat{a}_i(\sigma)$ es la solución del sistema de ecuaciones :

$$\begin{aligned}\Phi_{pp}(\sigma)\hat{a}(\sigma) + \Phi_{pE}(\sigma)\hat{b}(\sigma) + \Phi_{pN}(\sigma)\hat{c}(\sigma) &= \Phi_{p\xi}(\sigma) \\ \Phi_{Ep}(\sigma)\hat{a}(\sigma) + \Phi_{EE}(\sigma)\hat{b}(\sigma) + \Phi_{EN}(\sigma)\hat{c}(\sigma) &= \Phi_{E\xi}(\sigma) \\ \Phi_{Np}(\sigma)\hat{a}(\sigma) + \Phi_{NE}(\sigma)\hat{b}(\sigma) + \Phi_{NN}(\sigma)\hat{c}(\sigma) &= \Phi_{N\xi}(\sigma)\end{aligned}\quad (20)$$

este sistema es conocido como el sistema de ecuaciones de la regresión múltiple, en el dominio de las frecuencias, del nivel del mar en función de las variables meteorológicas (Wunch, 1970). Como $\Phi_{ij}(\sigma)$ es en general un número complejo, entonces los $\hat{a}_i(\sigma)$ obtenidos son números complejos para cada valor de la frecuencia σ .

En la formulación práctica del problema (Garret y Toulany, 1982; Tsimplis y Vlahakis, 1994) la ecuación (19) es sustituida por la ecuación:

$$\hat{\xi}(\sigma) = \hat{a}(\sigma)\hat{p}(\sigma) + \hat{b}(\sigma)\hat{E}(\sigma) + \hat{c}(\sigma)\hat{N}(\sigma)\quad (21)$$

donde ahora $\hat{\xi}$, \hat{p} , \hat{E} y \hat{N} representan los espectros de potencias del nivel del mar, la presión atmosférica y las componentes este-oeste y norte-sur del viento, respectivamente; los coeficientes de la regresión, en el dominio de las frecuencias, son calculados a partir del sistema (20).

Límites de confianza.

Para cada valor de la frecuencia hay una varianza residual, que esta dada por el espectro de potencia $\Phi_{rr}(\sigma)$, donde r es el nivel del mar residual definido por:

$$r = \hat{\xi} - \hat{a}\hat{p} - \hat{b}\hat{E} - \hat{c}\hat{N} \quad (22)$$

Asociada con esta varianza residual existe cierto grado de incertidumbre acerca del significado estadístico de los coeficientes y por tanto de la regresión misma; de modo que es calculado un límite de confianza δa_i , $i = 1, 2, 3$ (Jenkins y Watts, 1969) que viene dado por la siguiente expresión:

$$|\delta a_i| = \left[2(\nu - 2)^{-1} f_{2, \nu - 2} (1 - \alpha) \Phi_{rr} D_i \right]^{\frac{1}{2}} \quad (23)$$

donde, ν : número de grados de libertad al calcular los coespectros

$f_{2, \nu - 2}$: coeficiente de la distribución de Fisher

$1 - \alpha$: nivel de significación

D_i : i -ésimo elemento de la diagonal de la matriz inversa de los coespectros.

III RESULTADOS

III.1 Propagación en la señal de nivel del mar.

Para estudiar las características acerca de la propagación de la señal del nivel del mar a lo largo de las costas del Golfo fueron empleadas las series del nivel del mar ajustado en cada una de las estaciones mareográficas. Al realizar el ajuste del nivel se observa que la desviación estandar del nivel isostático (barómetro invertido) varía entre el 22 y el 38 %, de la desviación estandar del nivel no ajustado, ver tabla II; además se observa que en todas las estaciones el nivel ajustado presenta menor variabilidad que el nivel no ajustado, con la excepción de la estación de CO. Es interesante notar que en todas las estaciones analizadas, al eliminar el efecto de barómetro invertido, no disminuye la variabilidad del nivel del mar en una forma apreciable. En la figura 2 se muestran los gráficos de las series de nivel del mar no ajustado, la presión atmosférica, el nivel isostático y nivel ajustado, para la estación de SA.

III.1.1 Series de nivel ajustado

Fue calculado el espectro cruzado entre las series de nivel del mar ajustado para las estaciones consecutivas, con el objetivo de obtener información acerca de la propagación de la señal del nivel. En todos los casos los espectros fueron calculados con un ancho de banda de 0.094 cpd, con el cual se obtienen 23 grados de libertad, lo cual hace que la coherencia, con un nivel de significación del 95%, resulte significativa para valores mayores de 0.51. En las figuras 3 y 4 se muestran los espectros de potencia, la coherencia así como la magnitud

y la fase de la función de transferencia, para los pares de estaciones: SP-PA y GR-GA, respectivamente.

De modo general se puede apreciar que en el intervalo de frecuencias comprendidas entre los 0.01 y 0.25 cpd (período entre 100 y 4 días) hay valores significativos de coherencias entre todas las estaciones y en la casi totalidad de las frecuencias de este intervalo, en la figura 5 se muestran los valores de coherencia entre las estaciones contiguas para el valor de frecuencia de 0.2 cpd. En el intervalo de frecuencias comprendido entre los 0.25 y los 0.5 cpd, aún se observan valores significativos de coherencia, pero ahora estos se dan en bandas estrechas y en frecuencias aisladas, los valores de coherencias significativas tienden a agruparse en las frecuencias de los extremos del intervalo, notándose que en las frecuencias centrales apenas hay coherencias significativas entre las estaciones contiguas, en la figura 6 se muestran los valores de coherencia para el valor de frecuencia de los 0.4 cpd. En el intervalo de las frecuencias más altas, valores entre 0.5 y 0.8 cpd (período entre 2 y 1.3 días), se observan valores significativos de coherencias entre las estaciones de KW-KC y SO-GR, lo cual es algo lógico que ocurra teniendo en cuenta que en ambos casos se trata de estaciones muy próximas. Entre otras estaciones consecutivas también se observan valores significativos de coherencias dentro del intervalo de las frecuencias más altas; pero dichos valores se dan en frecuencias aisladas (picos) o en bandas estrechas.

Un análisis de la fase de la función de transferencia, la cual indica la posible propagación de la señal del nivel del mar a lo largo de la costa del Golfo, se puede observar que para el intervalo de las frecuencias más bajas (hasta los 0.5 cpd) se produce una propagación de la señal en el sentido de las ondas libres (ciclónico alrededor del Golfo) entre las estaciones de

Tabla III. Valores de la desviación estándar de las series del nivel del mar no ajustado, presión atmosférica, nivel isostático y nivel ajustado; así como el porcentaje que representa la varianza de la presión en la varianza del nivel no ajustado.

Estación	Desviación estándar del nivel no ajustado	Desviación estándar de la presión atmosférica	Desviación estándar del nivel isostático	Desviación estándar del nivel ajustado	Porcentaje de la desviación estándar de la presión en la desviación estándar del nivel no ajustado
SA	7.74	2.77	2.62	7.15	33.96
SI	8.51	2.78	2.64	7.82	31.01
KW	9.50	2.81	2.66	8.69	27.79
KC	10.96	2.82	2.67	8.47	24.45
SP	14.43	3.82	3.63	12.66	25.15
PA	14.39	4.22	4.01	12.75	27.86
SO	12.34	4.14	3.93	11.30	31.85
GR	13.23	4.24	4.03	11.71	30.42
GA	16.88	5.12	4.84	16.46	28.67
IS	11.76	4.77	4.50	10.78	38.26
TU	10.39	4.03	3.83	9.46	36.90
VE	10.38	3.76	3.56	9.71	34.30
CO	15.03	3.51	3.34	15.26	22.21
CA	12.52	3.25	3.08	11.81	24.65

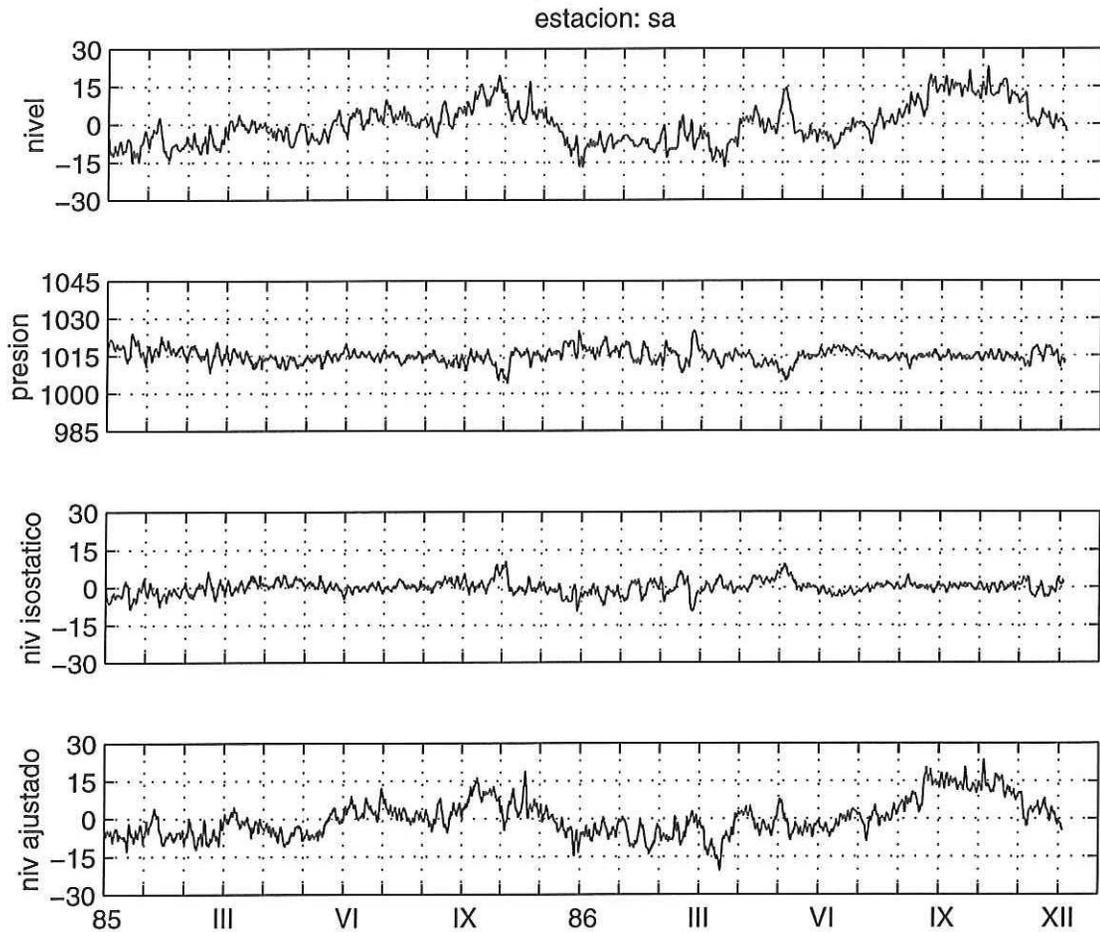


Figura 2. Gráficos del nivel del mar no ajustado, la presión atmosférica, el nivel isostático (barómetro invertido) y el nivel del mar ajustado durante los años 1985 y 1986, correspondientes a la estación mareográfica de SA. Las series de nivel del mar y del nivel isostático se encuentran en centímetros, mientras que la de la presión atmosférica está en milibares.

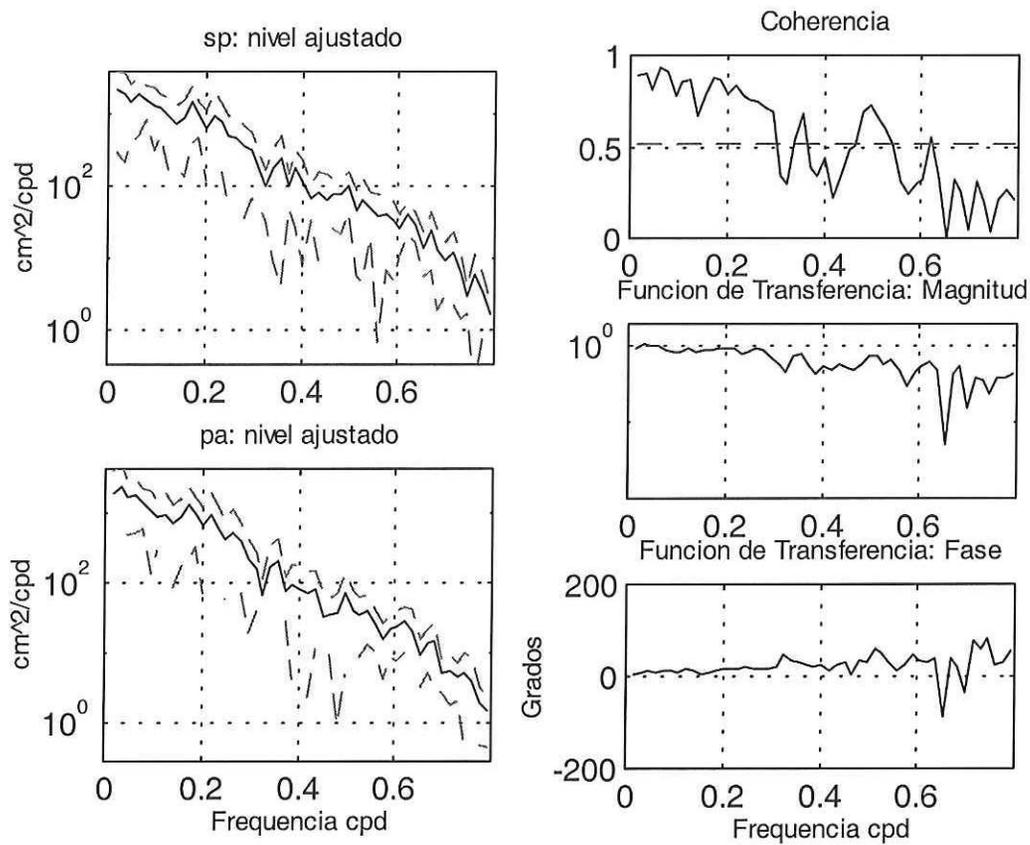


Figura 3. Espectro cruzado entre el nivel del mar ajustado en las estaciones de SP y PA. En el panel de la izquierda aparecen en línea continua las densidades espectrales de potencia de SP (arriba) y PA (abajo); en línea discontinua aparecen los límites de confianza al 95 %. En el panel de la derecha aparecen la función de coherencia (arriba), la amplitud de la función de transferencia (al centro) y la fase de la función de transferencia (abajo). Todos los espectros fueron calculados con 23 grados de libertad.

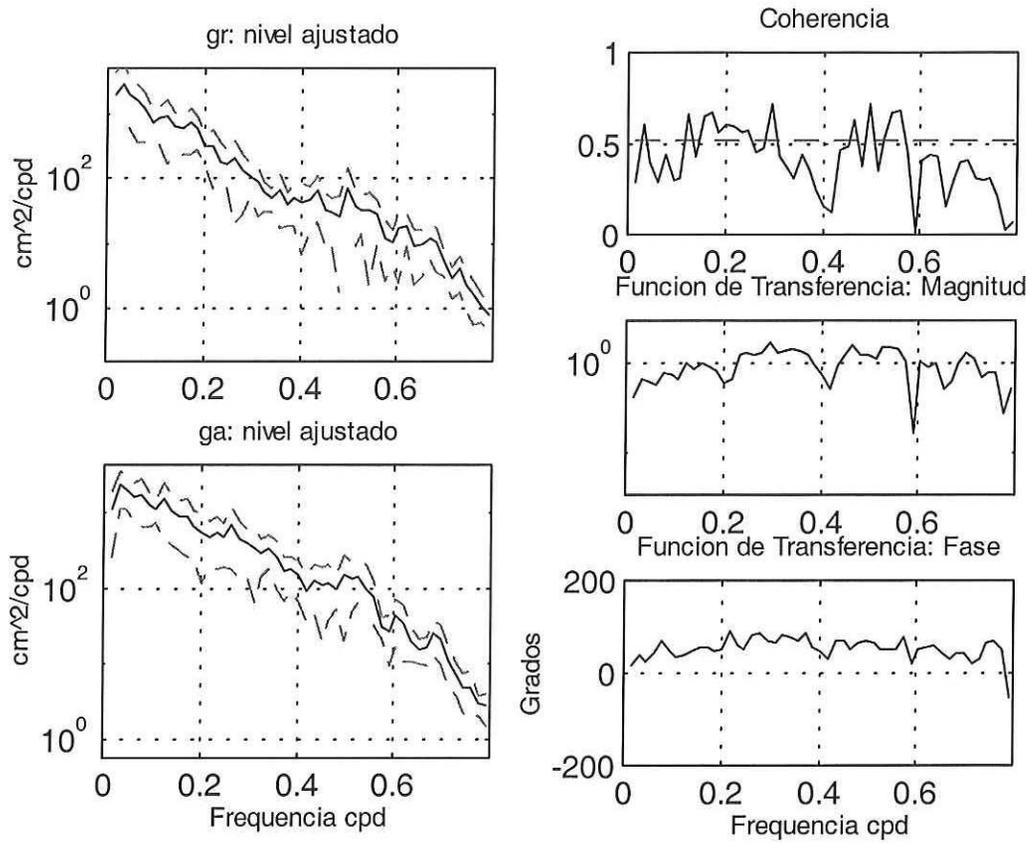


Figura 4. Espectro cruzado entre el nivel del mar ajustado en las estaciones de GR y GA. Los detalles de la figura igual que en la figura 3.

SA hasta SP; entre esta última y PA, se obtiene una fase muy cercana a cero, indicando así que se producen eventos simultáneos. De PA a SO, la fase indica una propagación en sentido anticiclónico. Siguiendo la línea de costa y sin salir del rango de las frecuencias más bajas, se vuelve a observar una propagación ciclónica entre las estaciones desde GR hasta TU; entre TU y VE se obtiene nuevamente una fase muy cercana a cero (eventos simultáneos). Por último entre VE y CO se vuelve a tener propagación ciclónica, en la figura 7 se muestra el valor de la fase correspondiente al valor de frecuencia de 0.25 cpd. Como las series empleadas para este análisis corresponden a las del nivel ajustado, es decir que se ha eliminado el efecto de la presión atmosférica, el comportamiento observado entre las estaciones de PA y SO, donde el sentido de propagación es contrario al de las ondas libres, podría ser el resultado de que la señal está siendo forzada por parte del viento u otro agente de forzamiento.

III.1.2 Series de nivel no ajustado

El cálculo del espectro cruzado entre las series del nivel no ajustado, para las estaciones contiguas, muestra que los valores significativos de coherencias se agrupan en el intervalo de frecuencias comprendido entre los 0.01 y los 0.5 cpd, pero la densidad de frecuencias con coherencias significativas ahora es menor que en el caso del nivel ajustado; no obstante lo más sobresaliente que se obtiene es que entre las estaciones de GR y GA prácticamente no se aprecian coherencias significativas en el rango de las frecuencias más bajas (hasta los 0.5 cpd) y por otra parte entre las estaciones de GA e IS sólo hay coherencias significativas en las frecuencias muy bajas (hasta los 0.1cpd); sin embargo calculando el coespectro entre

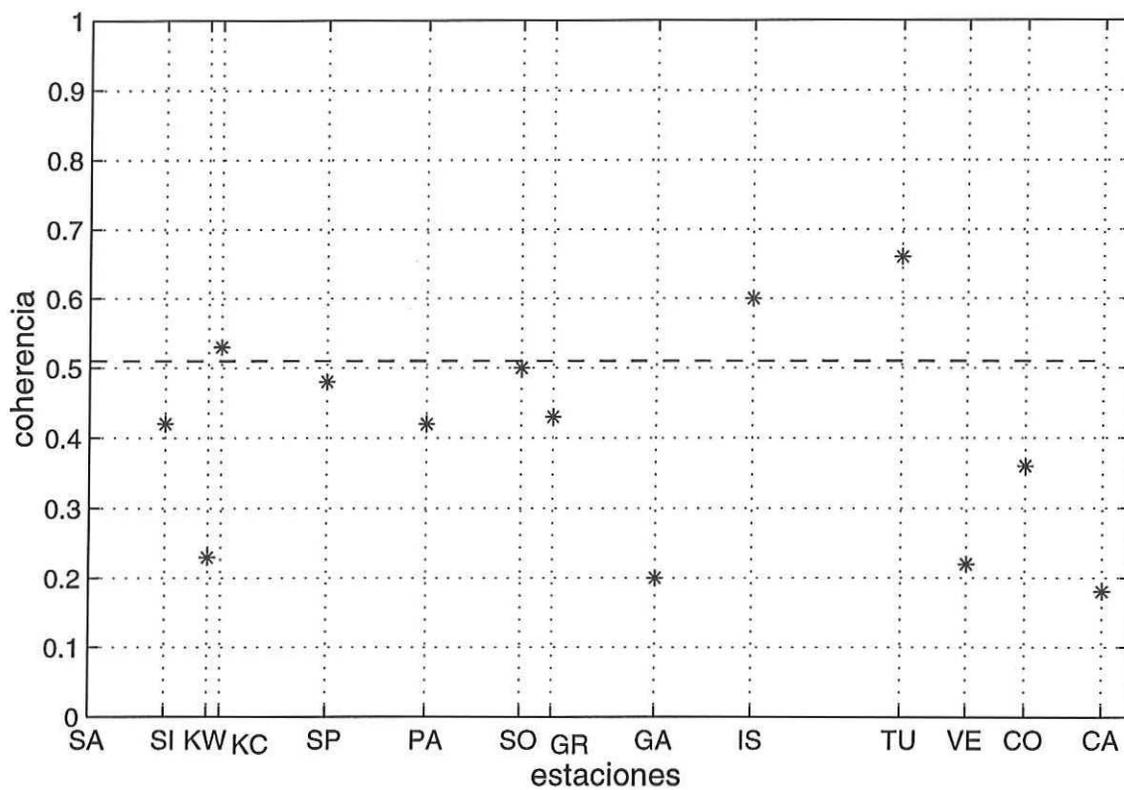


Figura 6. Valor de la función de coherencia entre las series del nivel del mar ajustado en las estaciones contiguas, para la banda de frecuencias de 0.4 cpd. La línea horizontal indica el valor de 0.51 a partir del cual la coherencia es significativa al nivel de significación del 95 %. Los valores han sido horizontalmente espaciados en proporción a la separación entre las estaciones.

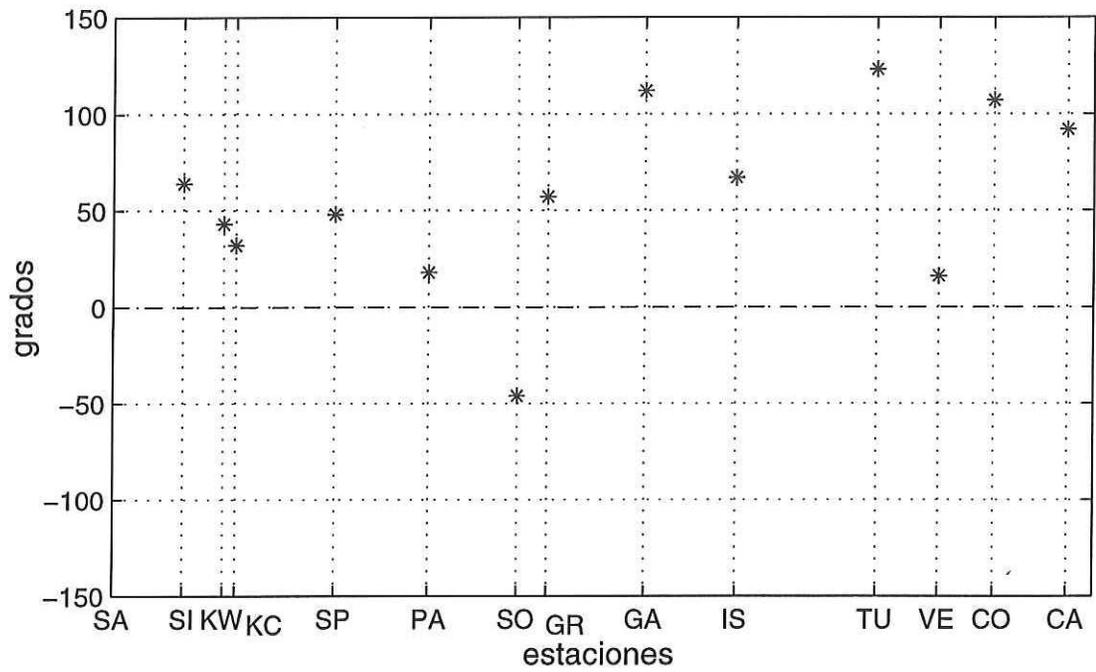


Figura 7. Valor de la fase de la función de transferencia entre las series del nivel del mar ajustado en las estaciones contiguas, para la banda de frecuencias de 0.25 cpd. Los valores han sido horizontalmente espaciados en proporción a la separación entre las estaciones.

GR e IS, si se obtienen valores significativos de coherencias en el rango de las frecuencias bajas; figura 8, lo cual indica que la señal del nivel del mar en esta zona del Golfo, no sigue la línea de costa, sino que tiene un “salto” el cual podría deberse a la acción de algún forzamiento externo, como por ejemplo los agentes meteorológicos, que pudiera estar relacionado con excitación de una oscilación que tiene un nodo en las cercanías de la estación de GA.

III.2 Forzamiento atmosférico.

III.2.1 Efecto de la presión atmosférica

El estudio entre la presión atmosférica y el nivel del mar se inició con el análisis de la desviación estándar de estas variables para cada estación, los valores obtenidos, tabla II , figuras 9 y 10, muestran un marcado incremento de la desviación estándar del nivel desde la zona de entrada hacia el interior del Golfo, en un rango de variación que va desde los 8 cm en SI hasta los 16 cm en GA; por su parte la desviación estándar de la presión atmosférica también se incrementa en el mismo sentido pero su rango de variación es mucho menor, pues este va desde los 2.7 mb en SA hasta los 5.12 en GA. De acuerdo con la aproximación de barómetro invertido, el nivel del mar debe experimentar un cambio de 1 cm por 1mb de variación en la presión atmosférica; por tanto estos valores de la desviación estándar sugieren que la respuesta del nivel en el Golfo es marcadamente no isostática.

Para estudiar la relación entre la presión atmosférica y el nivel del mar, pero ahora en el dominio de las frecuencias, fue calculado el coespectro entre las series de la presión atmosférica y las del nivel del mar no ajustado para cada estación. La amplitud de la función de transferencia indica que la respuesta del nivel ante los cambios de la presión atmosférica a

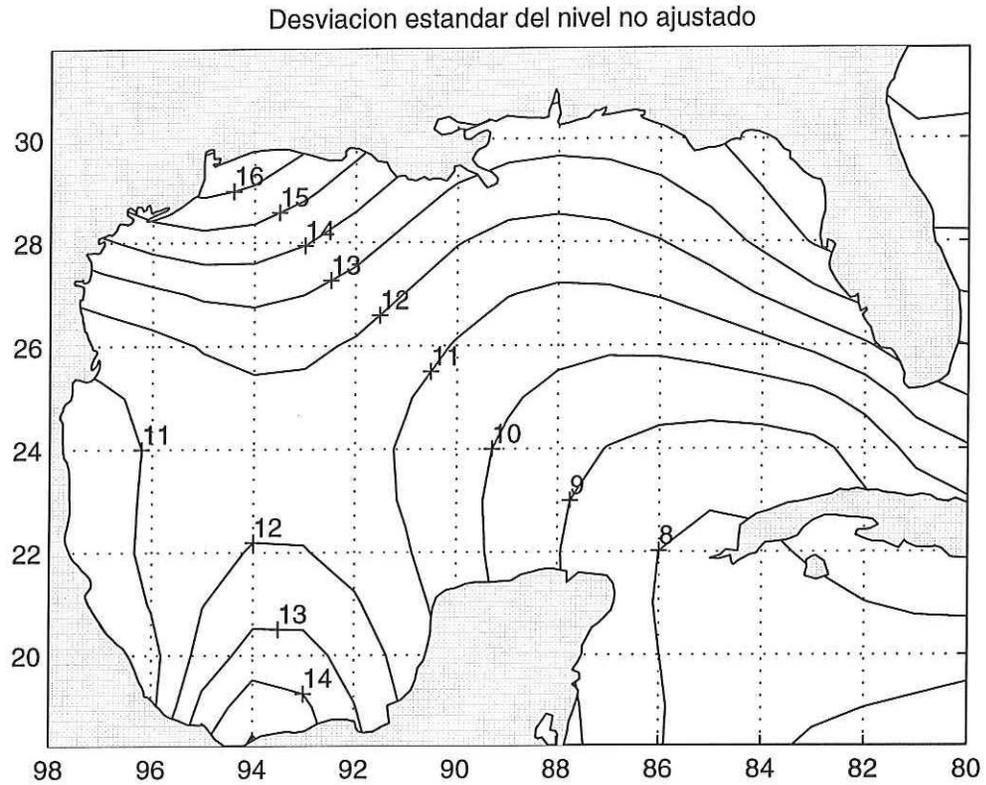


Figura 9. Desviación estándar (en cm) del nivel del mar no ajustado. Tanto en esta figura como en posteriores sobre el nivel del mar, los contornos no representan los valores en el interior de la cuenca ya que se ha trabajado únicamente con estaciones costeras; se presentan de esta forma sólo por razones prácticas.

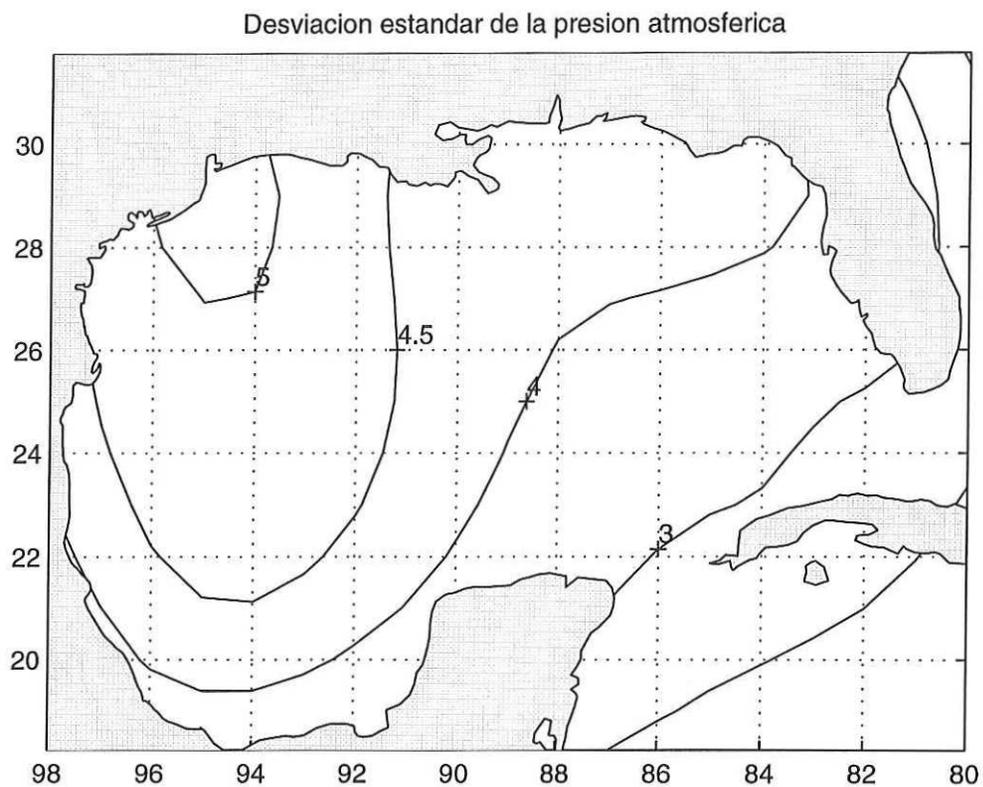


Figura 10. Desviación estándar (en mb) de la presión atmosférica..

lo largo de las costas del Golfo varía con la frecuencia y con la ubicación geográfica. En las estaciones de SA y SI, en la costa NW de Cuba, es donde se observa la mayor aproximación a la respuesta isostática y esto ocurre para frecuencias menores a los 0.4 cpd. Ya en las estaciones de KW y KC, en menor, y en SP y PA, de forma más marcada, se aprecia una respuesta tipo sobre isostática en todo el intervalo de frecuencias, no obstante dicha respuesta debe ser tomada en cuenta sólo hasta la frecuencia de los 0.5 cpd, pues a partir de dicho valor no se aprecian valores significativos en la coherencia entre el nivel y la presión. En las estaciones de SO y GR la respuesta obtenida va de bajo isostática en las frecuencias más bajas (hasta los 0.35 cpd) a sobre isostática en las más altas; por su parte en la estación de GA con la excepción de las muy bajas frecuencias (valores menores a los 0.15 cpd) la respuesta observada es totalmente sobre isostática. En las estaciones restantes: IS, TU, VE, CO y CA, se vuelve a apreciar una respuesta tipo bajo isostática en las frecuencias más bajas, la que pasa a sobre isostática en las más altas; en la figura 11 se muestra la amplitud y fase de la función de transferencia para las estaciones de SA, PA y CO.

A modo de resumen se puede ver que la mayor correlación entre el nivel y la presión se da en las frecuencias más bajas (hasta los 0.5 cpd) y que de modo general se distinguen dos zonas: una entre las estaciones de KW y PA, donde la respuesta observada es de tipo sobre isostática, y la otra entre IS y CA, donde la respuesta es de tipo bajo isostática.

III.2.2 Efecto local del viento

El efecto local del viento fue examinado a través del cálculo del espectro cruzado entre las series de nivel del mar no ajustado y las series del esfuerzo del viento local (componentes

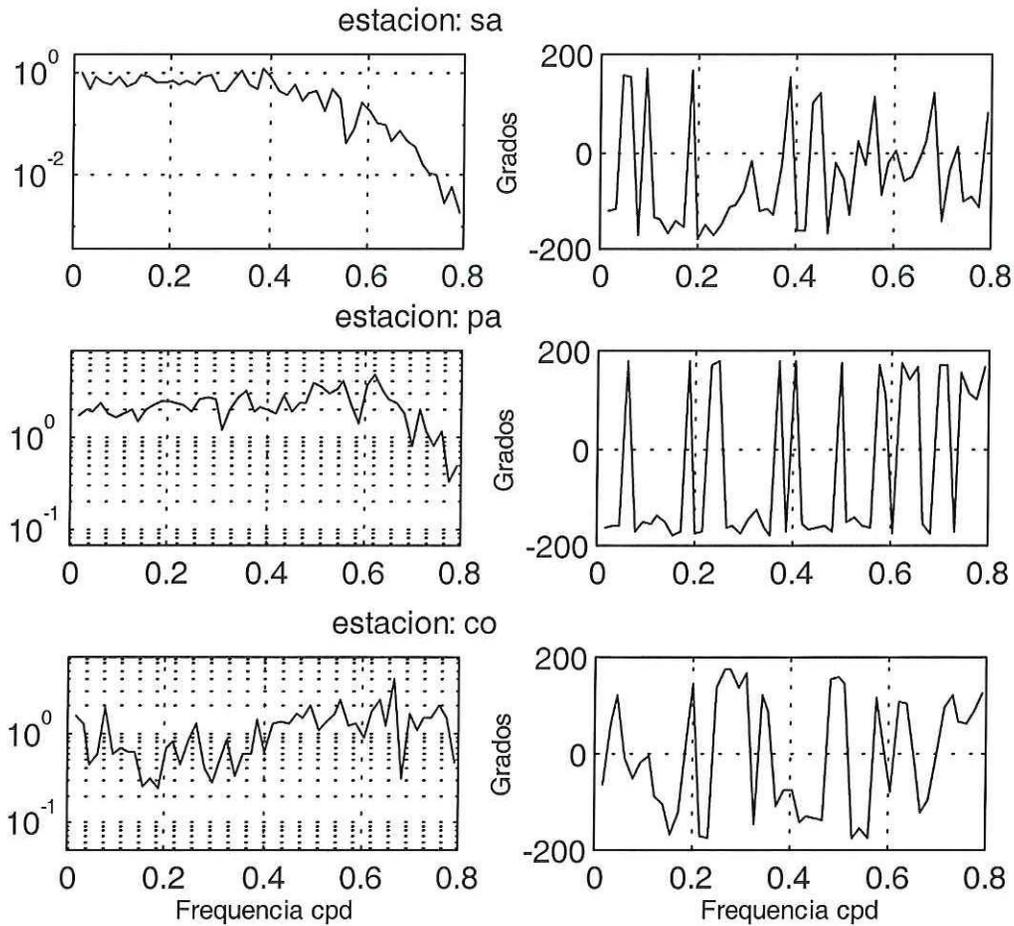


Figura 11. Valores de la amplitud (panel de la izquierda) y la fase (panel de la derecha) de la función de transferencia entre la presión atmosférica y el nivel no ajustado en las estaciones de SA (arriba), PA (centro), y CO (abajo).

normal y longitudinal a la costa) en cada una de las estaciones; obteniéndose los siguientes resultados por estación:

SA

El nivel del mar no presentó valores significativos de coherencia con ninguna de las dos componentes del viento.

SI

El nivel presentó valores significativos de coherencia (0.63 -0.65) en la banda de los 0.17 a los 0.21 cpd con la componente normal, la función de transferencia indica que los eventos correlacionados están en fase; la componente longitudinal presentó valores significativos de coherencia (0.60) en la banda de los 0.21 a 0.25 cpd, los eventos presentan un desfase de 90 grados.

KW

La componente normal presenta coherencia significativa (0.63) con el nivel en la frecuencia de los 0.21 cpd, los eventos están en fase; por su parte la componente longitudinal presenta una banda bastante amplia de coherencias significativas (0.57 - 0.79) para frecuencias entre los 0.17 y los 0.25 cpd, esta componente tiene además un pico en los 0.35 cpd cuyo valor de coherencia es de 0.62; en todos los casos los eventos están en fase.

KC

No se obtienen valores significativos de coherencia entre el nivel del mar y las componentes del viento.

SP

La componente normal presenta una banda ancha de frecuencias significativas (0.67 – 0.89) que va desde los 0.06 a los 0.25 cpd, así como un pico en los 0.35 cpd, en ambos casos los eventos están en fase; con respecto a la componente longitudinal, esta presenta coherencias significativas moderadas (0.60) en las frecuencias de 0.25, 0.40 y 0.55 cpd, en todos los casos los eventos presentan un desfase que oscila entre los 90 y los 150 grados.

PA

La componente normal presenta cuatro bandas de frecuencias centradas en los 0.12, 0.33, 0.40 y 0.50 cpd en las cuales la coherencia con el nivel alcanza el valor de 0.60; en todos los casos el desfase entre los eventos correlacionados es de 90 grados; la componente longitudinal por su parte presenta coherencias significativas (0.60 – 0.89) en una banda amplia de frecuencias que va desde los 0.15 os 0.35 cpd; así como en la banda comprendida entre los 0.48 y los 0.51 cpd; en todos los casos el desfasaje observado es de 180 grados.

SO

La componente normal presenta coherencias significativas moderadas (0.60) en las frecuencias de los 0.07 y 0.34 cpd; así como en la banda de los 0.52 a 0.54 cpd; en todos los casos los eventos están en fase. La componente longitudinal no presenta valores significativos de coherencia con el nivel .

GR

En esta estación la componente normal sólo presenta valores significativos de coherencia (0.60) en las frecuencias de los 0.12, 0.25 y 0.49 cpd, y en todos los casos los eventos están en fase el desfase; la componente longitudinal por su parte, sólo presenta coherencias

significativas en las frecuencias de los 0.21 y 0.52 cpd, presentando un desfase próximo a los 180 grados..

GA

En esta estación el nivel del mar sólo presenta coherencias significativas con la componente longitudinal del viento en dos valores de frecuencias, los 0.25 y los 0.35 cpd, en ambos casos la coherencia es de 0.60 y los eventos están desfasados en alrededor de 150 grados.

IS

No se observan coherencias significativas entre el nivel y las componentes del viento.

TU

El nivel sólo presenta coherencias significativas (0.65) con la componente normal y esto es en la banda de los 0.27 a los 0.31 cpd, así como en la frecuencia de 0.38 cpd, en todos los casos los eventos están en fase.

VE

En esta estación la coherencia significativa entre el nivel y el viento se reduce sólo a la componente normal en la frecuencia de los 0.35 cpd, donde se obtiene una coherencia de 0.60, el desfase indicado por la función de transferencia es de 180 grados.

CO y CA

En estas estaciones el nivel tiene coherencias significativas moderadas (0.60) sólomente con la componente longitudinal y se da en las frecuencias muy bajas, 0.07 cpd, el desfase observado es de 180 grados en ambos casos.

A manera de resumen se puede ver que en las frecuencias más bajas, hasta los 0.5 cpd, en todas las estaciones se presentan coherencias significativas entre la componente normal del

viento y el nivel del mar, para algún valor de frecuencia dentro de este intervalo, con las excepciones de las estaciones de CO, CA y SA; mientras que dentro de este mismo intervalo la componente longitudinal no presenta ningún valor de frecuencia con coherencia significativa con el nivel en las estaciones de SA, SO, TU y VE.

Para las frecuencias más altas, valores mayores de los 0.5 cpd, sólo se obtuvieron coherencias significativas en las estaciones de PA, SO y GR para el caso de la componente normal, mientras que en este intervalo de frecuencias la componente longitudinal sólo tiene valores significativos de coherencia en la estación de GR.

III.2.3 Efecto remoto del viento.

Analizando directamente los gráficos de las series del nivel y de las series del esfuerzo del viento en las diferentes estaciones; se puede apreciar que las fluctuaciones del esfuerzo correspondiente a la componente longitudinal estimado en la estación de SP, preceden a las fluctuaciones del nivel en estaciones ubicadas más al noroeste; estas fluctuaciones observadas en el esfuerzo longitudinal se mantienen hasta la estación de GA. El cálculo de la varianza de las series del esfuerzo longitudinal muestran que la mayor variabilidad se presenta entre las estaciones de KC hasta GA, mientras que la mayor variabilidad del nivel se observa entre SP y GA, esto hace suponer que el forzamiento dado por esta componente del esfuerzo del viento se propaga con una escala espacial de alrededor de 400 km.

El cálculo del coespectro entre las series del nivel del mar y las series del esfuerzo del viento en estaciones remotas permite confirmar, ahora en el dominio de las frecuencias, lo antes observado en el dominio del tiempo, esto es que la componente longitudinal del viento

estimado en SP, actúa como forzamiento del nivel del mar lo cual esta sustentado por el hecho de que se observan valores mantenidos de coherencias significativas entre esta componente del esfuerzo del viento y las series del nivel del mar de las estaciones desde PA hasta GA, en una banda de frecuencias centrada en los 0.25 cpd, figura 12. El análisis espectral no muestra otra zona bien definida de forzamiento efectivo del nivel por parte del viento.

III.2.4 Regresión Múltiple en el dominio de las frecuencias.

Con el propósito de analizar el efecto combinado que sobre el nivel del mar ejercen la presión atmosférica y el viento; para cada estación fue calculada una regresión múltiple en el dominio de las frecuencias, teniéndose como variable dependiente el espectro del nivel del mar no ajustado y como variables independientes los espectros de la presión atmosférica y del esfuerzo de las componentes normal y longitudinal del viento.

El análisis de la amplitud de los coeficientes de la regresión obtenidos para el caso de presión atmosférica, permite ver que la respuesta del nivel del mar a los cambios de presión es en general no isostática y que el hecho de considerar el viento no aporta una diferencia significativa en el tipo de respuesta (bajo isostática o sobre isostática) ya vista cuando fue considerado sólo el efecto de la presión atmosférica; sólo en las estaciones de la parte suroccidental, es decir en TU, VE y CO se observa una diferencia significativa, la cual está dada porque en estas estaciones la respuesta observada es ahora sobre isostática en todo el rango de frecuencias; ver figura 13 para el caso de TU, y no como fue vista en el caso antes mencionado, cuando la respuesta pasaba de bajo isostática a sobre isostática con el aumento de la frecuencia; este comportamiento distintivo puede ser debido a la alta correlación

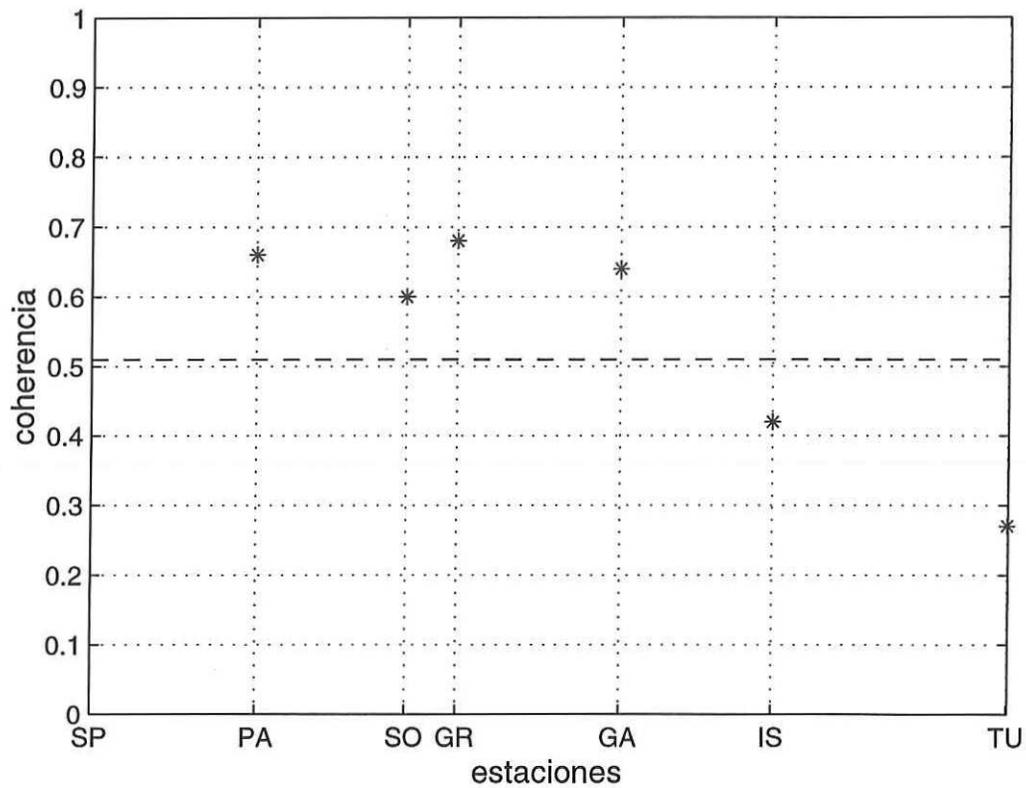


Figura 12. Valor de la función de coherencia entre el esfuerzo de la componente longitudinal del viento estimado en SP y el nivel del mar no ajustado en las estaciones de PA, SO, GR, GA, IS y TU, en la frecuencias de los 0.25 cpd. La línea horizontal indica el valor de 0.51 a partir del cual la coherencia es significativa al nivel de significación del 95 %.

existente entre el viento y la presión en esta zona del Golfo, y que no es observada en otras estaciones.

En cuanto a la acción del viento; se observa que de modo general la componente longitudinal resulta más significativa que la componente normal, esto a las frecuencias más bajas, hasta 0.25 cpd y en las estaciones de SP hasta GA, figura 14, así como en VE y CO; en este mismo intervalo de frecuencias la componente normal a la costa es dominante en las estaciones de IS y TU, figura 13; lo anterior permite ver que la componente meridional es la componente más importante del viento en la zona más oriental del Golfo; mientras que la componente zonal es la más importante en la zona occidental. Para frecuencias mayores a los 0.3 cpd, la amplitud de los coeficientes de la regresión muestran que ambas componentes del viento se hacen poco significativas.

III.3 Descomposición en modos empíricos.

Tanto para las series del nivel del mar como para las variables meteorológicas, fueron calculadas las funciones empíricas ortogonales (FEOS) en el dominio del tiempo; el poder analizar los diferentes modos permite tener una idea más clara acerca de la distribución espacio temporal del nivel del mar y de los factores meteorológicos, así como la relación existente entre ellos. En la tabla IV aparece un resumen de los porcentos de varianza explicada por los tres primeros modos de cada una de las variables consideradas en este estudio.

Tabla IV. Porcientos de varianza explicada por los tres primeros modos empíricos en cada una de las variables consideradas en el estudio.

Variable	modo 1	modo 2	modo 3
Nivel no ajustado	58.04	12.92	11.71
Nivel ajustado	63.02	13.03	10.89
Presión atmosférica	75.07	12.62	3.45
Esfuerzo zonal del viento	44.33	27.24	8.17
Esfuerzo meridional del viento	43.28	18.37	5.44
Componente principal del esfuerzo del viento	41.42	17.83	13.24

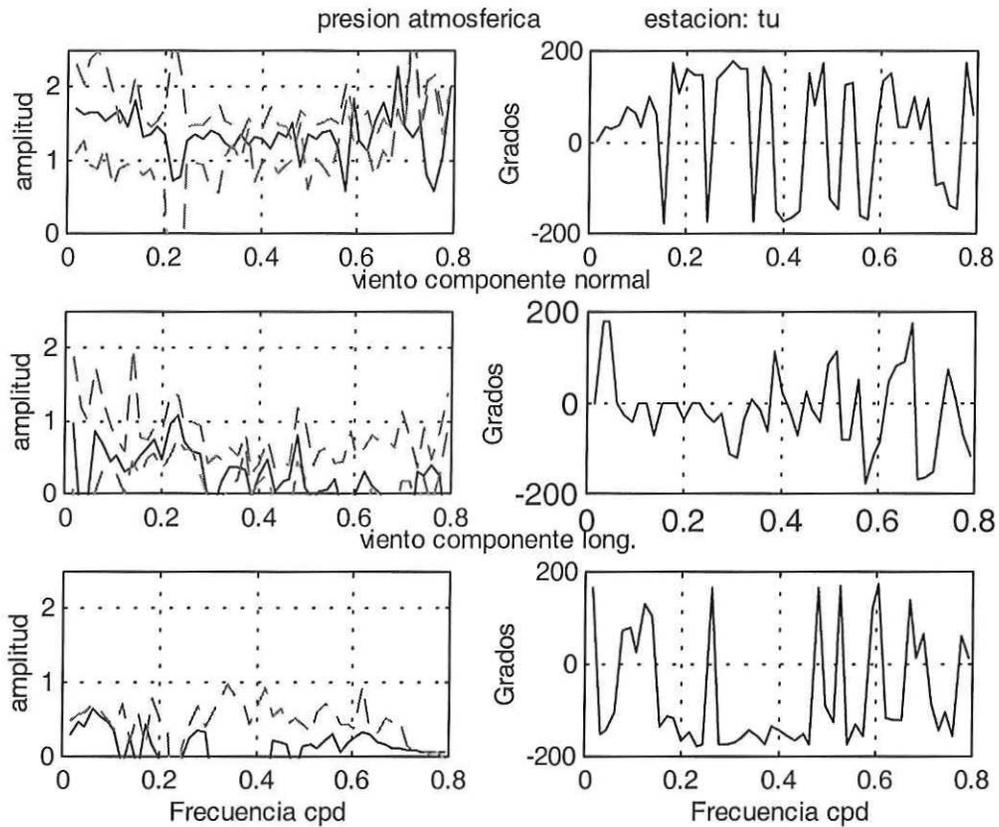


Figura 13. Coeficientes de la regresión en el dominio de las frecuencias del nivel del mar en función de las variables meteorológicas, para la estación de TU. Arriba la presión atmosférica, al centro el esfuerzo del viento normal y abajo el esfuerzo del viento longitudinal, en el panel de la izquierda aparecen las amplitudes y en el de la derecha las fases en grados. Las líneas discontinuas en las amplitudes indican los límites de confianza con un nivel de significación del 95 %.

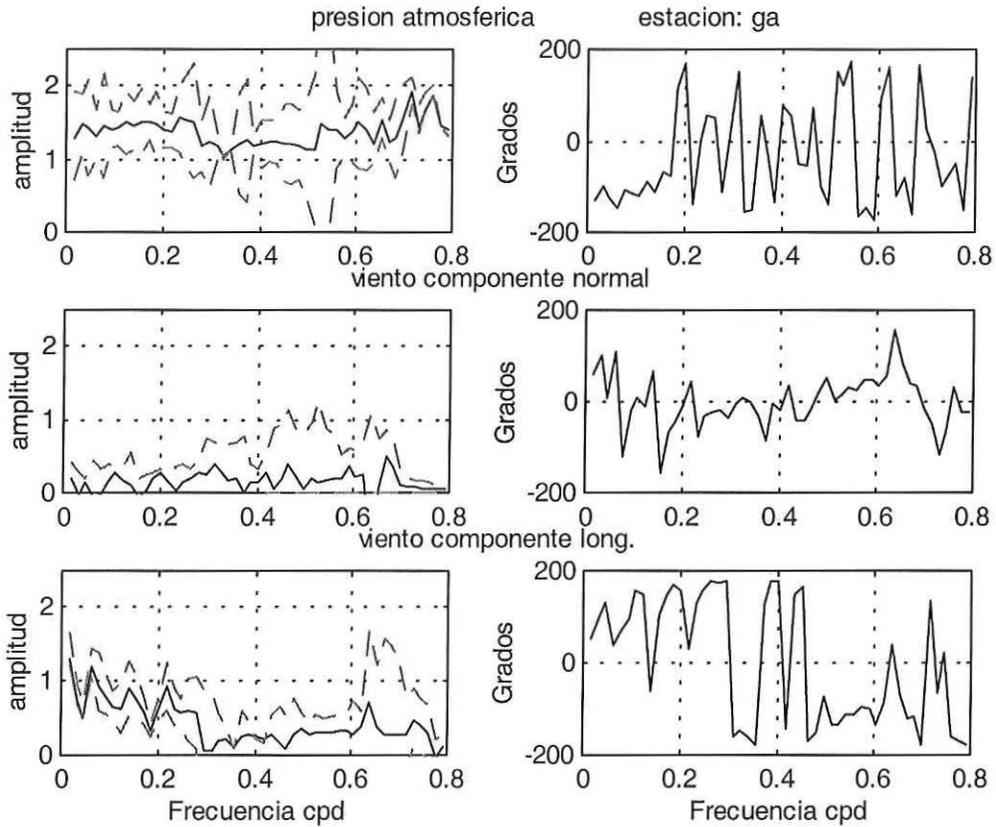


Figura 14. Coeficientes de la regresión en el dominio de las frecuencias del nivel del mar en función de las variables meteorológicas, para la estación de GA. Los detalles de la figura igual que en la figura 13.

III.3.1 Nivel del mar.

Al ser calculadas las FEOS para las series del nivel del mar no ajustado, se obtiene que el modo 1, figura 15, que representa un 58% de la varianza total, muestra un comportamiento bastante homogéneo ; observándose que presenta un máximo en la zona centro occidental del Golfo y valores mínimos hacia la parte más oriental, por su parte el modo 2, figura 16, con una varianza explicada del 12.9% , es un modo de oscilación con dos nodos, uno en la zona comprendida entre las estaciones de SI y KW, y el otro entre GR y GA, la existencia de este último nodo pudiera estar relacionada con la falta de coherencia observada en la propagación de la señal entre las estaciones GR-GA y GA-IS.

Es importante hacer la aclaración de que en todos los casos los datos de nivel del mar corresponden sólo a las estaciones costeras mostradas en la figura 1, por lo que la representación espacial de los modos (y cualquier otra característica acerca del nivel) en el interior de la cuenca del Golfo, aunque de manera general responde a la imagen dada en las figuras, se encuentra afectada por los procesos particulares del nivel que tienen lugar en la zona interior y que no son registrados en las series correspondientes a las estaciones costeras.

El cálculo del espectro de potencias de las series que representan la variación temporal de cada modo , indica que el modo 2 es relativamente más energético en las frecuencias más bajas, valores inferiores a los 0.25 cpd.

El cálculo de los modos empíricos para el nivel ajustado muestra, en el caso del modo 1, figura 17, que aunque se mantiene el mismo signo en toda la cuenca, los valores extremos se encuentran algo desplazados a la zona más central del Golfo; en cuanto a la variación

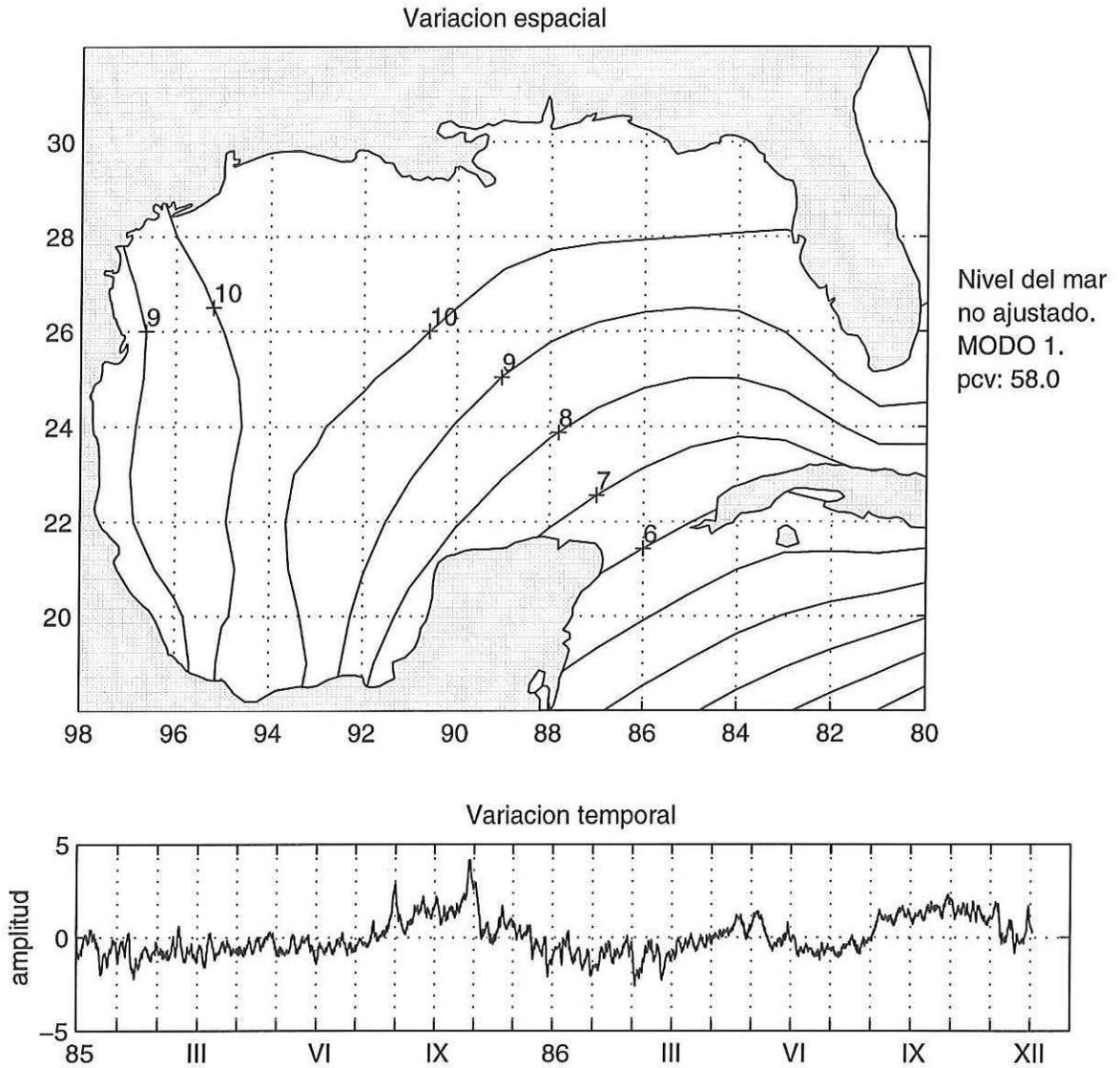


Figura 15. Variación espacial y temporal del modo 1 del nivel del mar no ajustado, este modo explica un 58% de la varianza total de la serie.

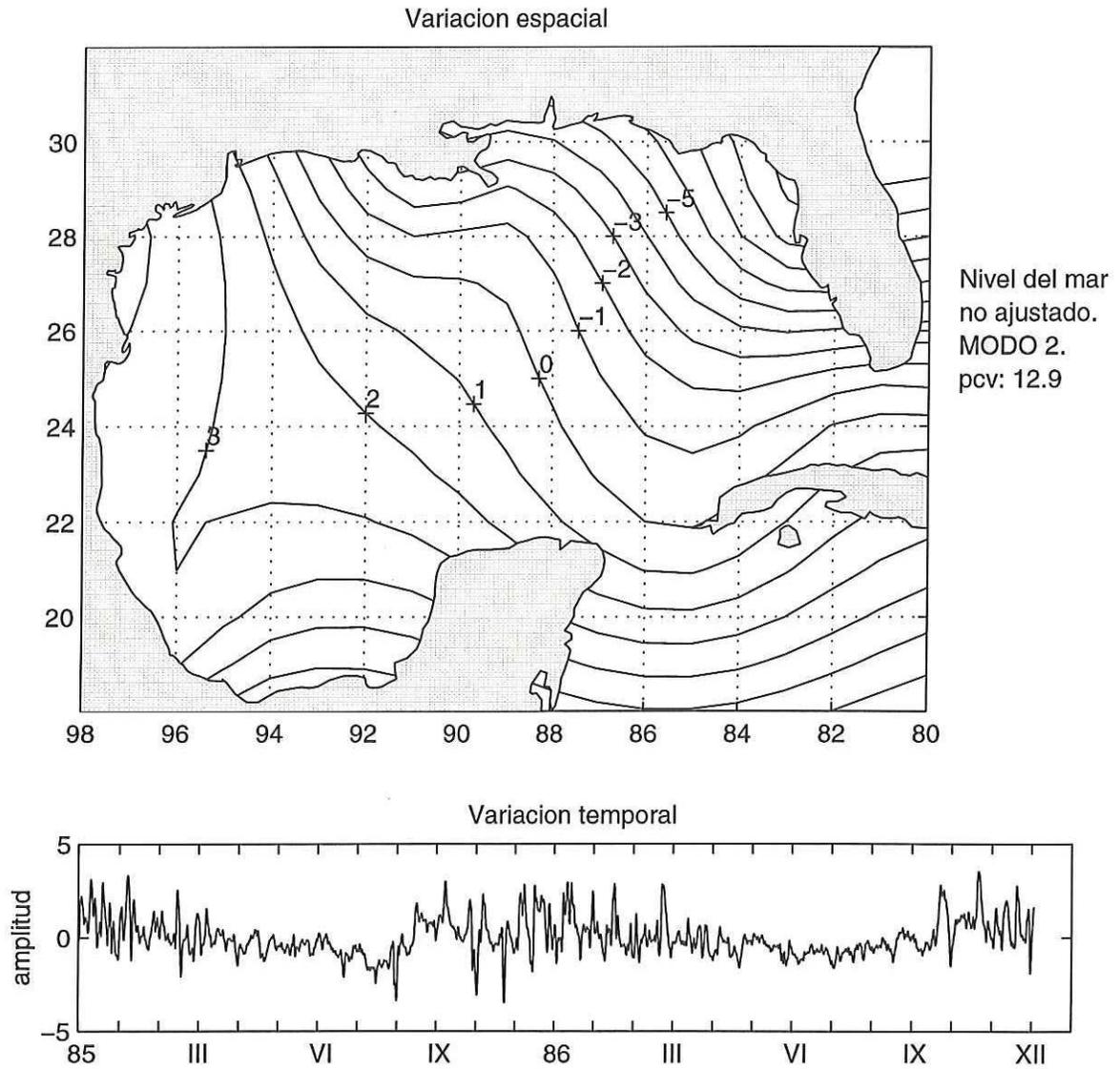


Figura 16. Variación espacial y temporal del modo 2 del nivel del mar no ajustado, este modo explica un 12.9 % de la varianza total de la serie.

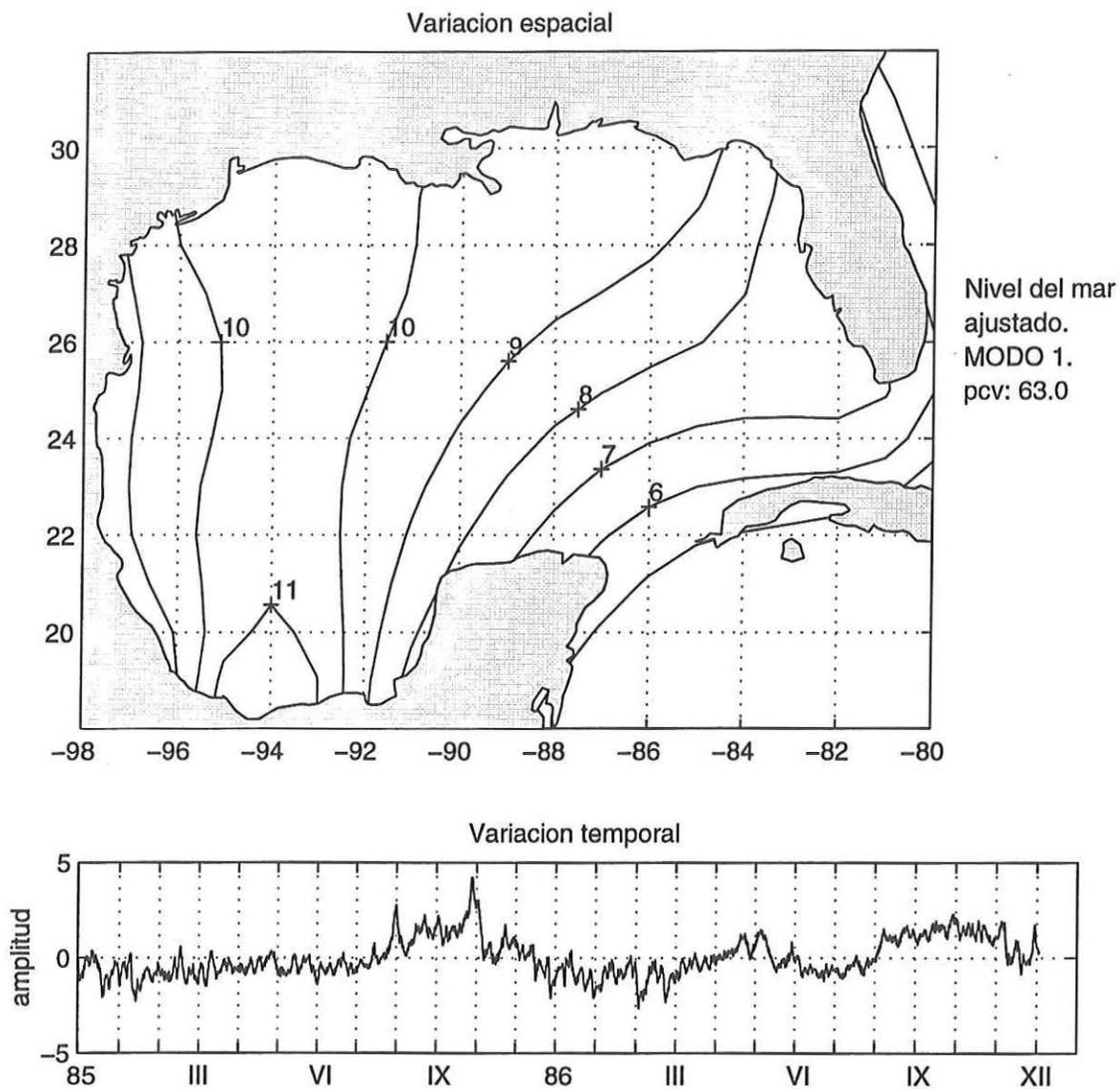


Figura 17. Variación espacial y temporal del modo1 del nivel del mar ajustado, este modo explica un 63% de la varianza total de la serie.

temporal, esta no presenta diferencias muy significativas con respecto al nivel no ajustado, pero en ambos casos se observa que el primer modo presenta una clara señal estacional con máximos a finales del verano, principios del otoño y mínimos durante el invierno.

III.3.2 Presión atmosférica.

Para calcular las FEOS de la presión atmosférica, fueron consideradas las series definidas en cada nodo de la rejilla que cubre el área del Golfo, figura 1, esto permite obtener una representación de la variabilidad del campo de presión con datos que cubren toda la zona de la cuenca, a diferencia del caso del nivel donde sólo se contaban con datos de las estaciones costeras. El primer modo empírico de la presión, figura 18, con una varianza explicada del 75%, es un modo dominante que presenta una estructura homogénea, conservando el signo en toda la cuenca, su mínimo se localiza en la zona más al este (Canal de Yucatán, costas de Cuba y Estrecho de la Florida) , incrementándose su valor en la medida que se adentra en el Golfo; su variación temporal muestra un ligero incremento de la presión hacia los meses de invierno. El cálculo del espectro de potencia indica que la energía de este modo esta concentrada en las frecuencias más bajas, valores inferiores a los 0.2 cpd. El segundo modo, figura 19, con una varianza explicada del 12.6% es un modo de oscilación meridional , con un nodo ubicado en la zona central del Golfo; el cálculo del espectro indica que concentra su energía en las frecuencias más bajas, sin presentar picos significativos en otras frecuencias.

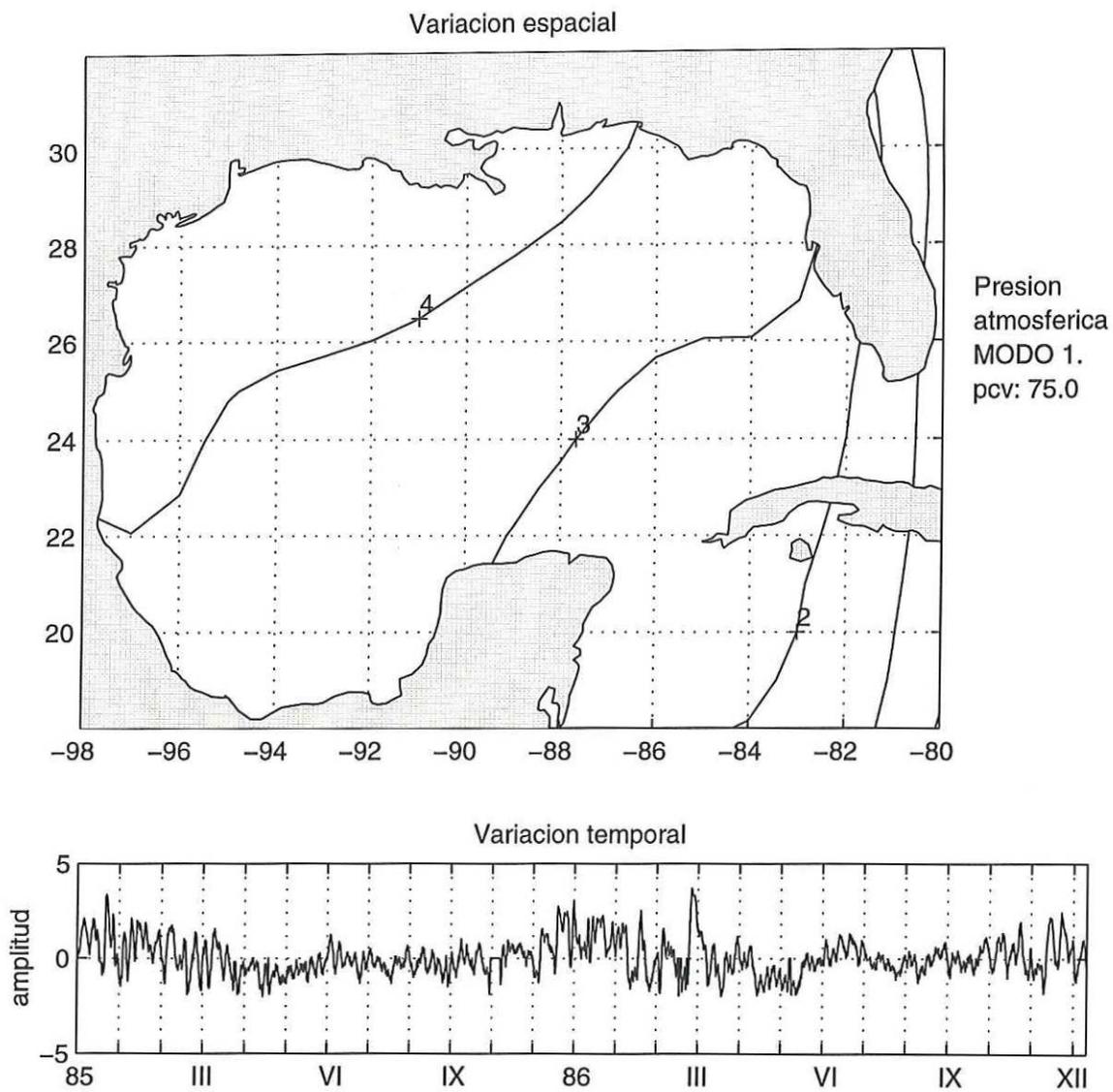


Figura 18. Variación espacial y temporal del modo 1 de la presión atmosférica, este modo explica un 75 % de la varianza total de la serie.

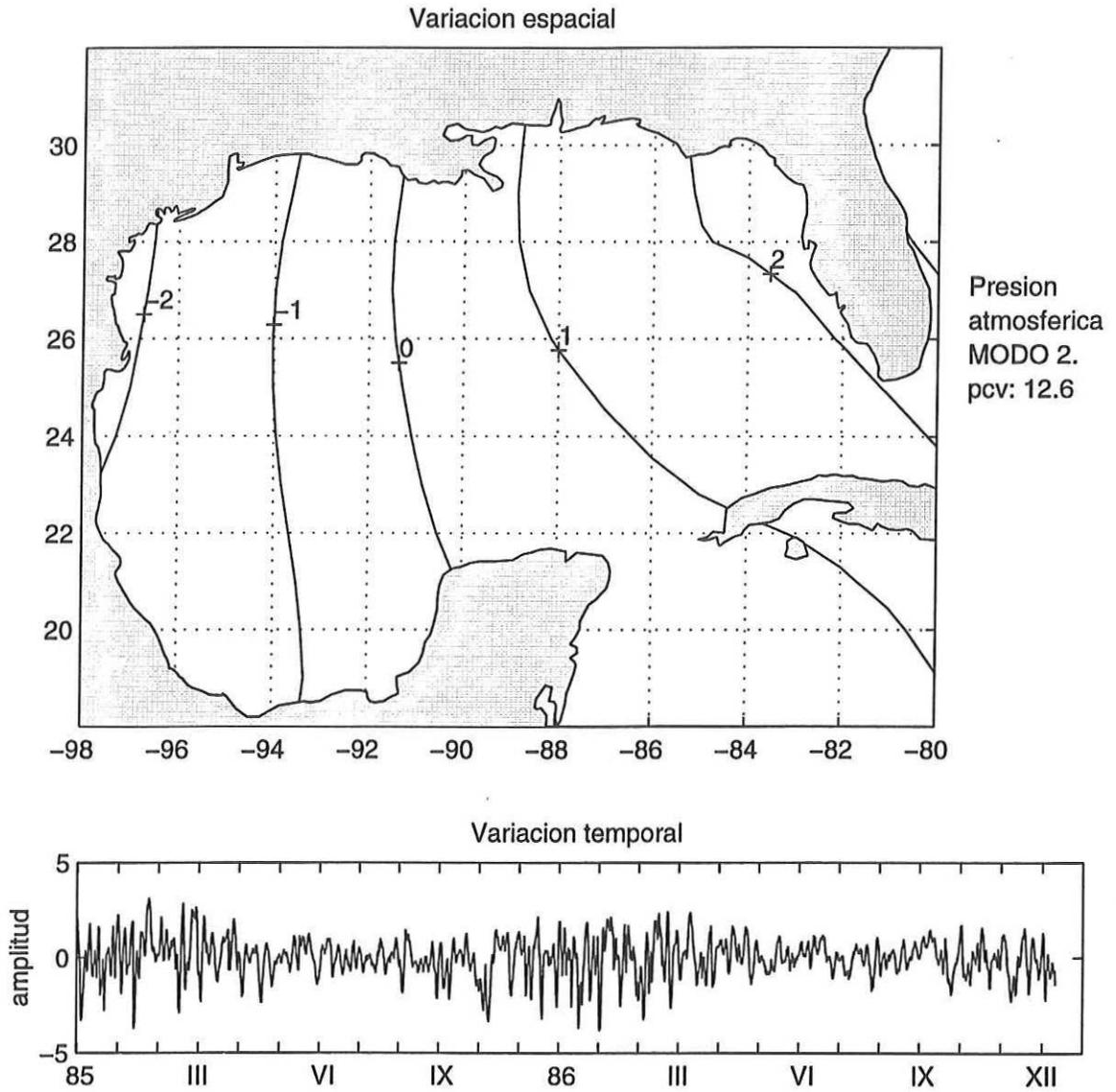


Figura 19. Variación espacial y temporal del modo 2 de la presión atmosférica, este modo explica un 12.6 % de la varianza total de la serie.

III.3.3 Esfuerzo del viento.

En esta ocasión son calculadas las FEOS a partir de las series de las componentes zonal y meridional del esfuerzo del viento, definidas en los nodos de la rejilla que cubre el área del Golfo, figura 1.

Componente zonal.

Los dos primeros modos explican más del 70% de la varianza; el primer modo, figura 20, con una varianza explicada del 44.3% es un modo cuyos valores máximos se localizan en el centro de la cuenca hacia la parte nor oriental. Por su parte el modo 2, figura 21, que explica un 27.2% de la varianza total, presenta una oscilación noreste-suroeste, con un nodo ubicado a lo largo de la línea que une a las estaciones de SI y GA. Ambos modos concentran su energía en las más bajas frecuencias y además presentan un pico significativo en la frecuencia de 0.35 cpd.

Componente meridional.

El primer modo del viento meridional, figura 22, con una varianza explicada del 43.3% , es un modo homogéneo con valores máximos hacia la zona noroccidental del Golfo; por su parte el modo 2, figura 23, que explica un 18.4% de la varianza total es un modo de oscilación este-oeste con un nodo central. El cálculo del espectro de las series que representan la variabilidad temporal de los modos, permite ver que ambos modos concentran su energía en las frecuencias más bajas.

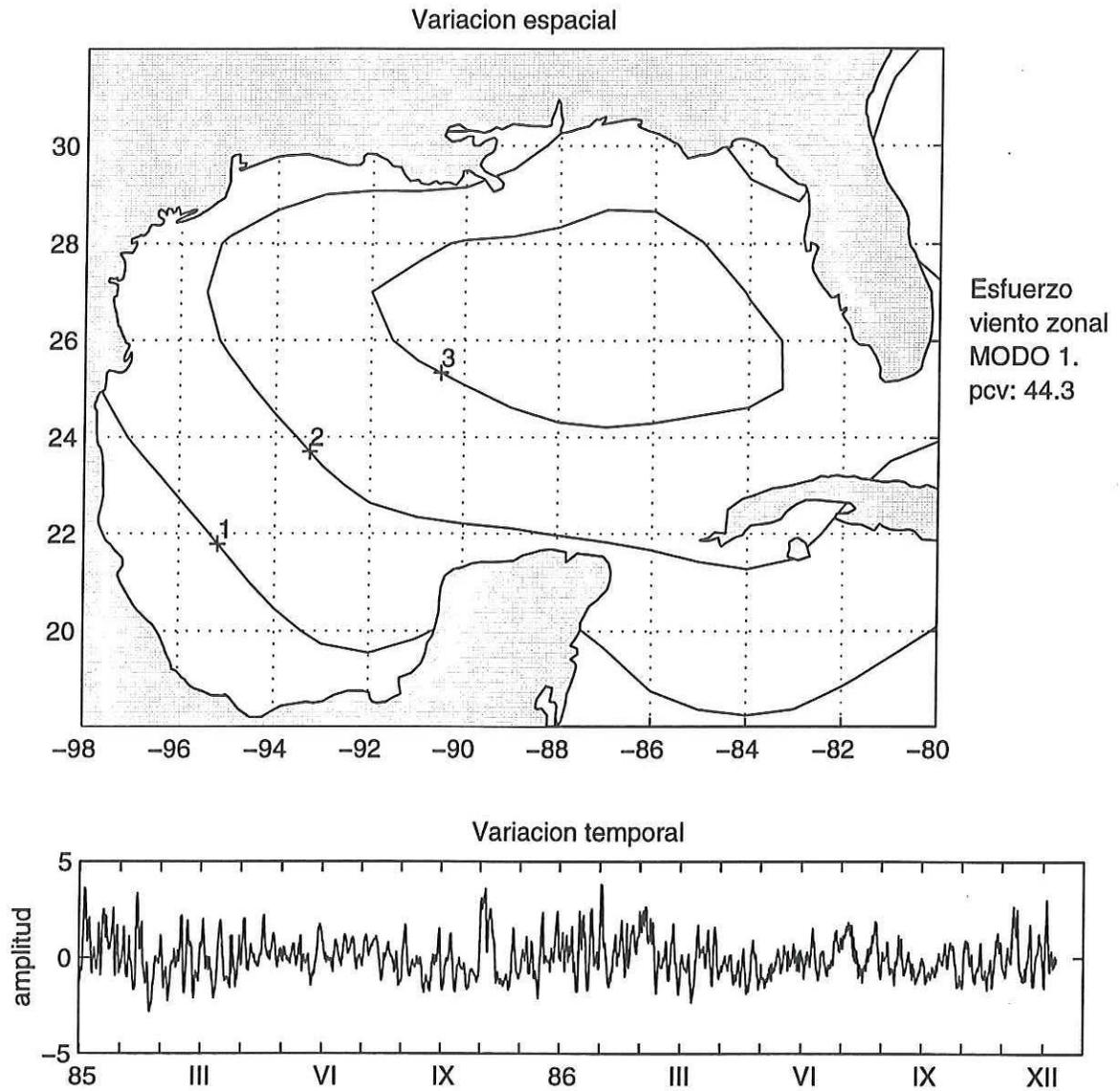


Figura 20. Variación espacial y temporal del modo 1 del esfuerzo del viento zonal, este modo explica un 44.3 % de la varianza total de la serie.

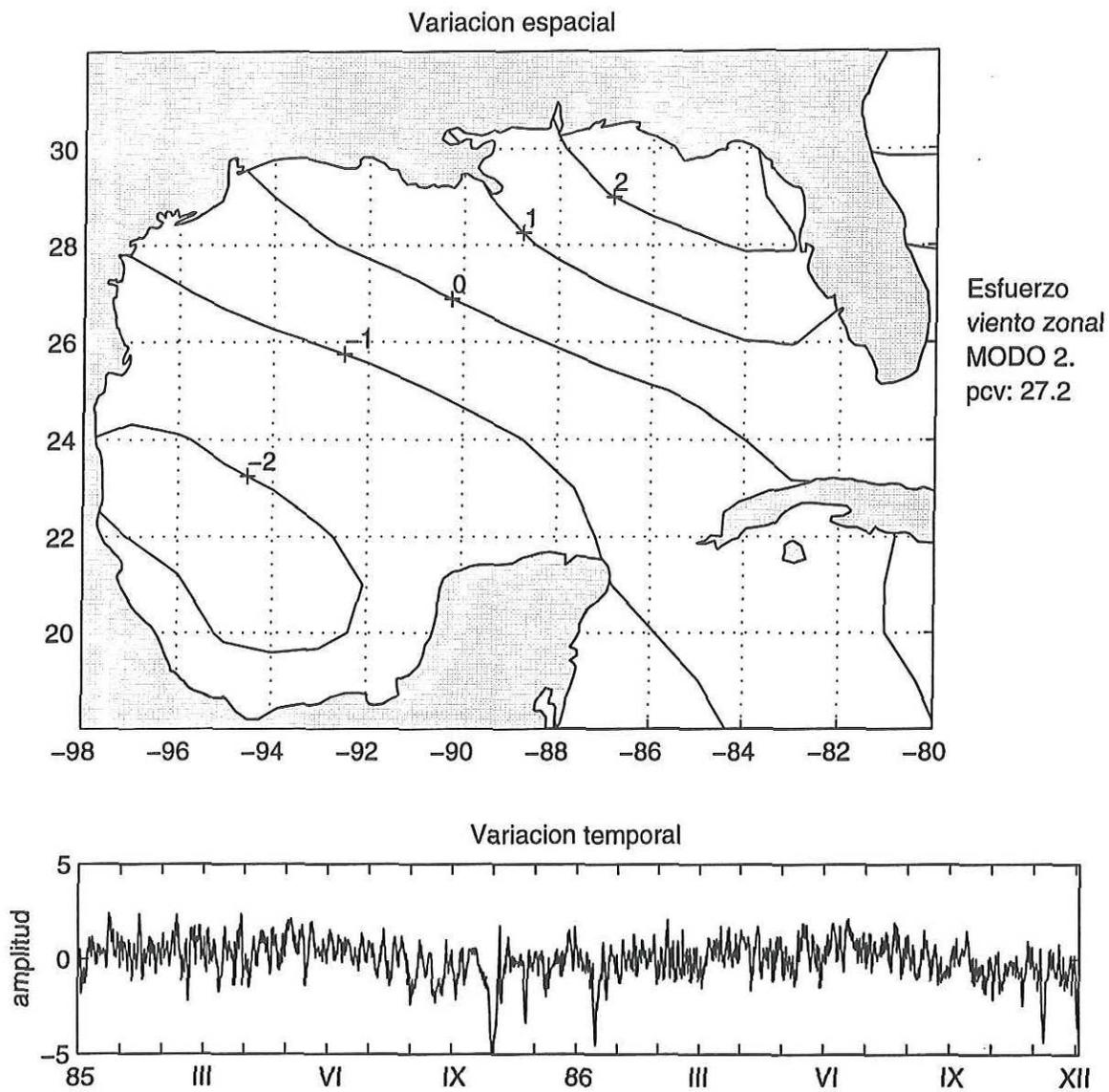


Figura 21. Variación espacial y temporal del modo 2 del esfuerzo del viento zonal, este modo explica un 27.2 % de la varianza total de la serie.

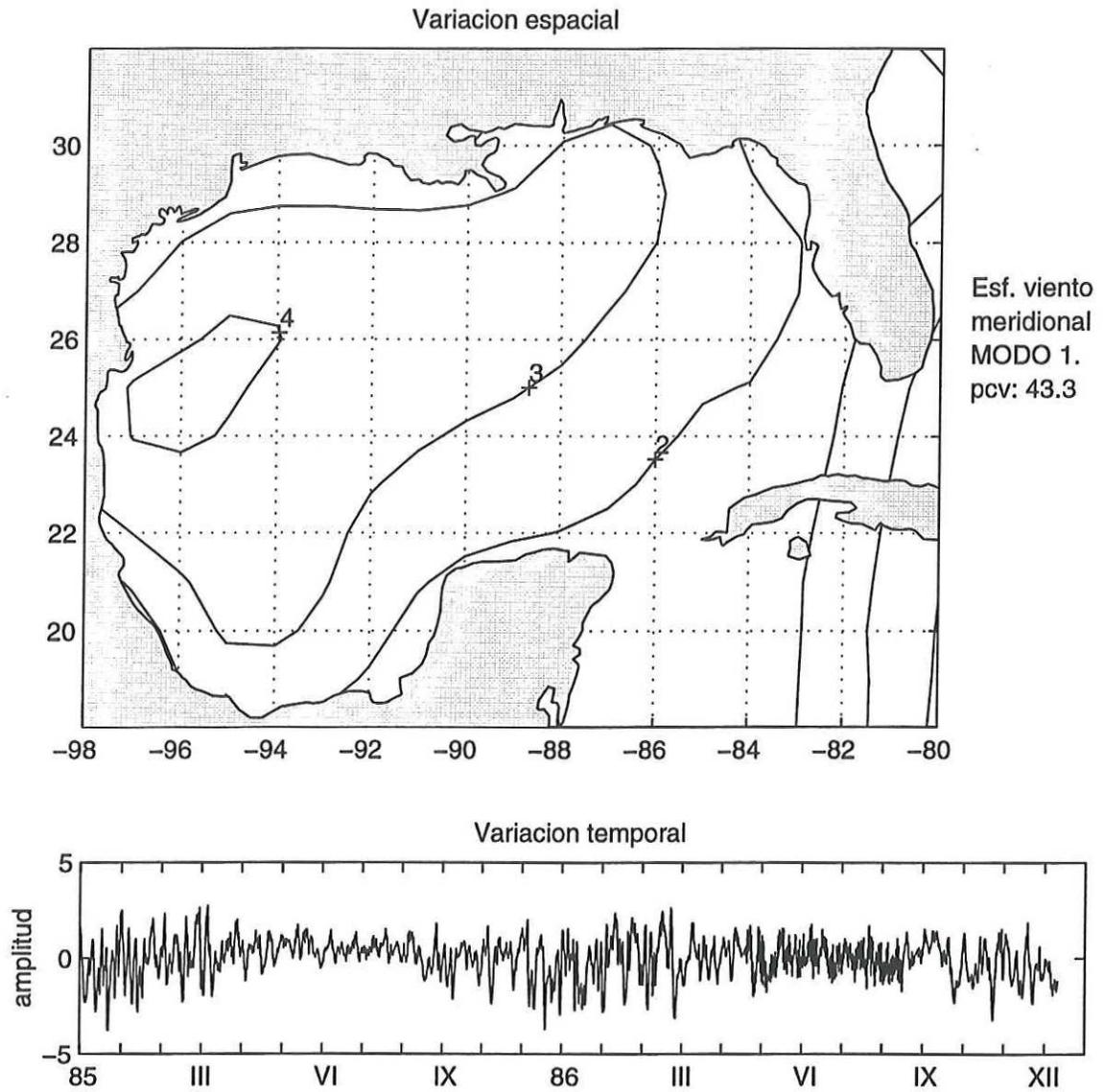


Figura 22. Variación espacial y temporal del modo 1 del esfuerzo del viento meridional, este modo explica un 43.3 % de la varianza total de la serie.

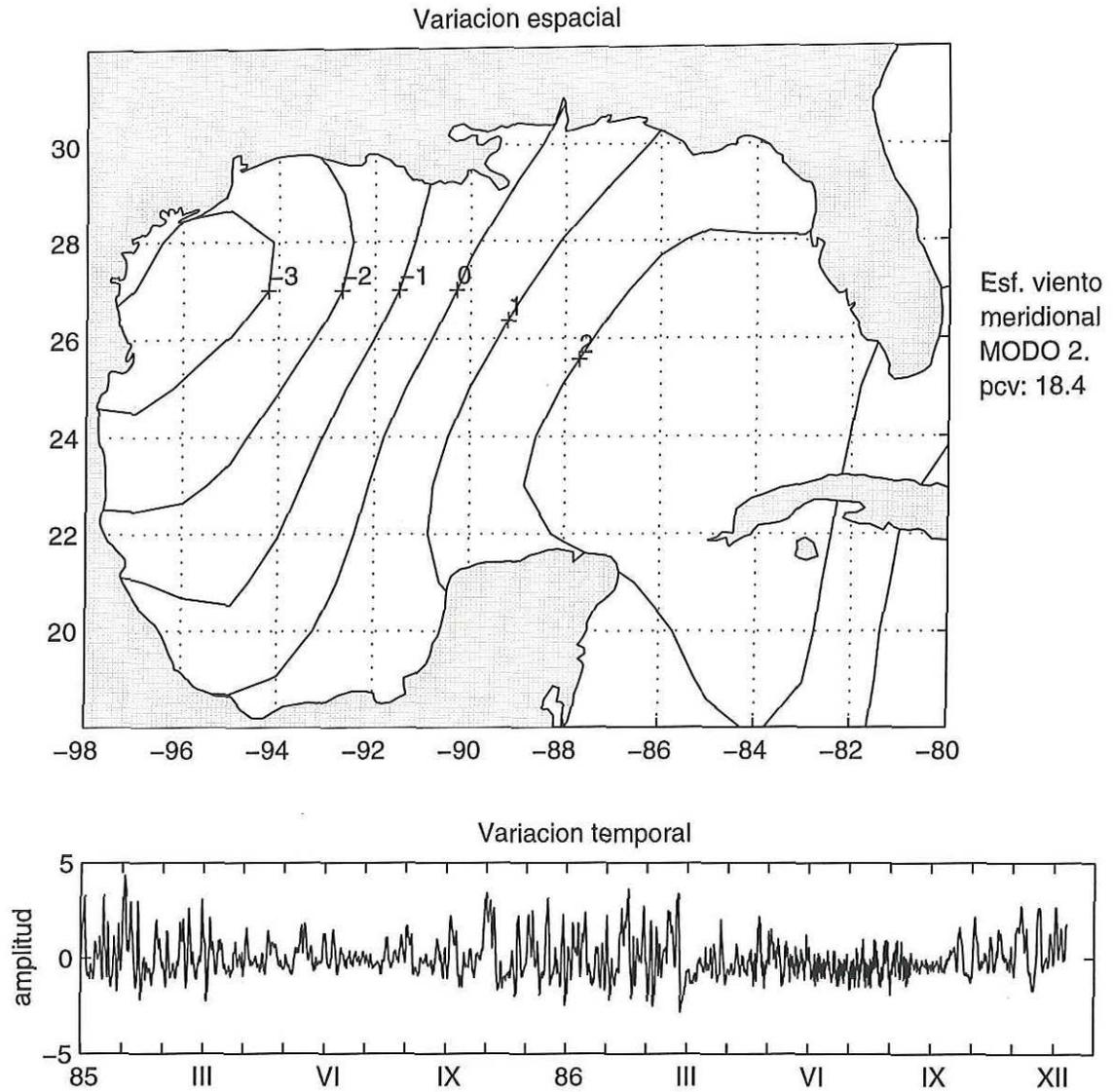


Figura 23. Variación espacial y temporal del modo 2 del esfuerzo del viento meridional, este modo explica un 18.4 % de la varianza total de la serie.

III.3.4 Relación entre los modos de las variables meteorológicas y los modos del nivel del mar.

Considerando los dos primeros modos del nivel del mar no ajustado y los dos primeros modos de la presión atmosférica, que de conjunto representan una varianza del 70.96 % y 87.69 % respectivamente de la varianza total de cada variable; se observa que tanto para el nivel como la presión, el primer modo es un modo uniforme con una ligera amplificación en la zona oeste del Golfo; por su parte el segundo modo muestra un cambio de signo en ambas variables con el nodo hacia la parte central del Golfo. En ambos modos la variabilidad del nivel del mar es, aproximadamente, tres veces mayor que la de la presión. Como puede verse espacialmente los modos de la presión y el nivel tienen una forma muy parecida, es decir, la estructura espacial de la variabilidad del nivel es muy parecida a la de la presión. Un próximo paso en el estudio de la relación entre estas variables es analizar como se comporta la variación en tiempo; para esto son consideradas las series que representan la variación temporal de cada modo en las dos variables, observándose que tanto en el caso del primer modo, de forma bien marcada; y del segundo, de manera menos destacada; el nivel del mar se encuentra fuera de fase 180 grados con respecto a la presión. El cálculo del espectro de las series temporales de los modos, figura 24, permite ver que la mayor variabilidad en ambas variables se presenta en la escala sinóptica, y en el caso del segundo modo de la presión se observa algo de variabilidad también en la escala de las ondas atmosféricas planetarias (períodos de varias semanas); teniendo en cuenta que el segundo modo del nivel sólo representa un 12 % de la variabilidad total, se puede considerar que el

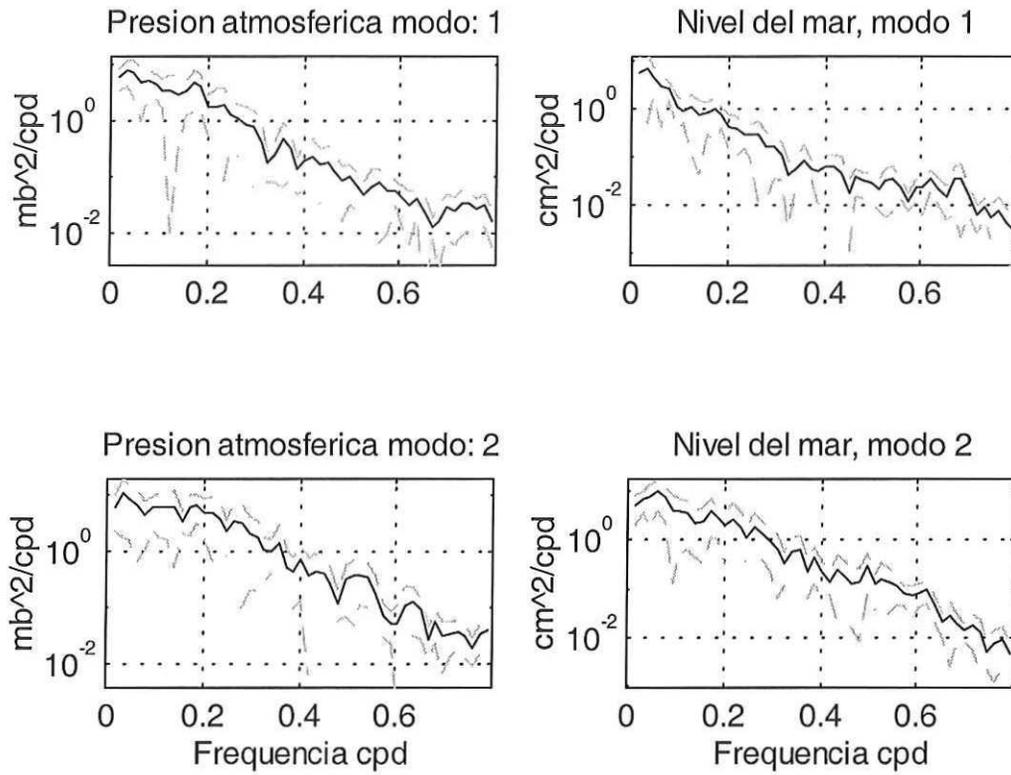


Figura 24. Espectros de potencia de las series de la variación temporal de los modos empíricos de la presión atmosférica (panel de la izquierda, modo 1 arriba y modo 2 abajo) y el nivel del mar no ajustado (panel de la derecha, modo 1 arriba y modo 2 abajo).

forzamiento que ejerce la presión sobre el nivel del mar se da en el marco de la escala sinóptica (períodos entre tres y diez días). El cálculo del coespectro entre las series temporales de los modos muestra que el primer modo del nivel resulta coherente sólo con el primer modo de la presión, y esto para las frecuencias muy bajas, bandas centradas en los 0.1 cpd; por su parte el modo2 del nivel si resulta coherente con ambos modos de la presión en la banda de los 0.25 cpd.

Por su parte el análisis de la distribución espacial de los modos del nivel y los modos del esfuerzo del viento, muestra que la variabilidad del nivel responde más a la variabilidad de la componente meridional que a la de la componente zonal. Las series de la variación temporal entre los modos del nivel y los modos del esfuerzo meridional permiten ver que el desfase entre estas variables oscila entre los 90 y los 180 grados; el cálculo del coespectro muestra a su vez que hay coherencia significativa entre el modo 1 del esfuerzo meridional del viento y el modo 1 del nivel en la frecuencia de los 0.35 cpd, mientras que entre el modo 1 del esfuerzo y el modo2 del nivel la coherencia significativa es para frecuencias menores a los 0.25 cpd; el modo 2 del esfuerzo sólo resulta coherente con el modo 2 del nivel para frecuencias menores a los 0.25 cpd.

III.4 Variación estacional

Fueron calculadas las series de los promedios mensuales del nivel del mar no ajustado, observándose que se mantiene la diferencia en cuanto a la varianza entre las zonas noroccidental y suroriental del Golfo, tabla V, ya vista en el caso de las series muestreadas

Tabla V. Valores de la desviación estándar de las series del nivel del mar no ajustado, y de las series de los promedios mensuales.

Estación	Desviación estándar del nivel no ajustado (en cm)	Desviación estándar de la serie de los promedios mensuales (en cm)
SA	7.74	7.03
SI	8.51	6.94
KW	9.50	8.02
KC	10.96	9.71
SP	14.43	9.06
PA	14.39	10.11
SO	12.34	9.79
GR	13.23	10.23
GA	16.88	11.66
IS	11.76	9.11
TU	10.39	8.16
VE	10.38	7.82
CO	15.03	12.96
CA	12.52	8.79

cada seis horas. Al aplicar la descomposición en modos empíricos, la distribución espacial del primer modo, figura 25, muestra que aún a tan bajas frecuencias persiste el gradiente observado en las series no promediadas; la persistencia de este gradiente a tan bajas frecuencias sólo pudiera ser explicado por el hecho de existir un forzamiento efectivo en la señal del nivel. Para tener un estimado de cuanto de dicho forzamiento estaría dado por los agentes meteorológicos, fueron calculadas las series del promedio mensual del esfuerzo de las componentes del viento y de la presión atmosférica. La descomposición en modos empíricos para estas series de los promedios mensuales muestran, figura 25, que el primer modo del nivel responde a la variación espacial del primer modo de la presión atmosférica y por su parte en las series de la variación temporal se aprecia un desfase de 180 grados entre estas variables, con respecto a la variabilidad se observa que la variabilidad de la presión sólo podría explicar alrededor de la tercera parte de la variabilidad del nivel, este hecho sugiere que otros factores además de la presión están influyendo en la variabilidad del nivel; por supuesto que el esfuerzo del viento es un factor a considerar. El cálculo de los modos empíricos de las series de los promedios mensuales del esfuerzo del viento muestran que el modo 1 de la componente meridional, figura 26, presenta una distribución espacial que guarda mucha similitud con la del modo 1 del promedio mensual del nivel, no ocurriendo así con la componente zonal. Considerando los modos del esfuerzo total del viento (ambas componentes de conjunto), figura 27, se observa que la dirección principal del esfuerzo es la meridional y además que el esfuerzo está anticorrelacionado con el nivel. Para obtener un estimado de la variabilidad del nivel que es explicado por el esfuerzo del viento, es considerada la ecuación de conservación de momentum en la dirección meridional:

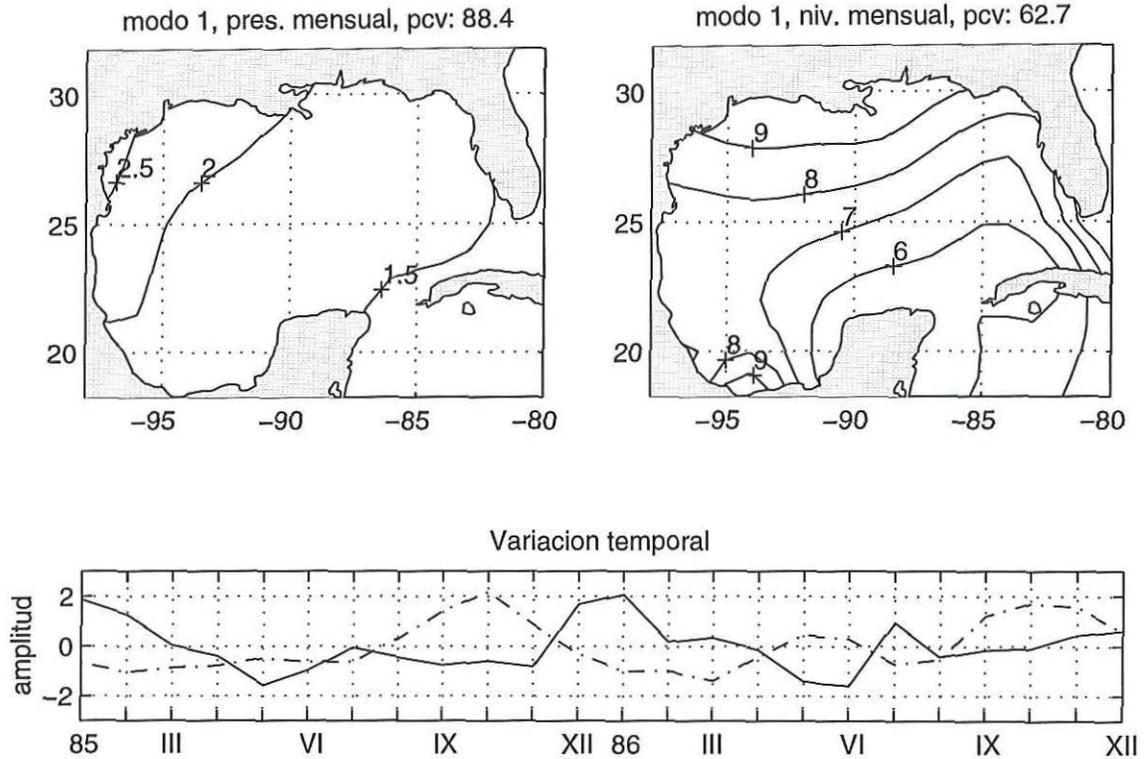


Figura 25. Variación espacial y temporal del modo 1 de los promedios mensuales de la presión atmosférica (variación espacial en el cuadro superior izquierdo y variación temporal con línea continua en el cuadro inferior) y el modo 1 de los promedios mensuales del nivel del mar no ajustado (variación espacial en el cuadro superior derecho y variación temporal con línea discontinua en el cuadro inferior). La varianza explicada por este modo en cada variable aparece en la parte superior de la distribución espacial.

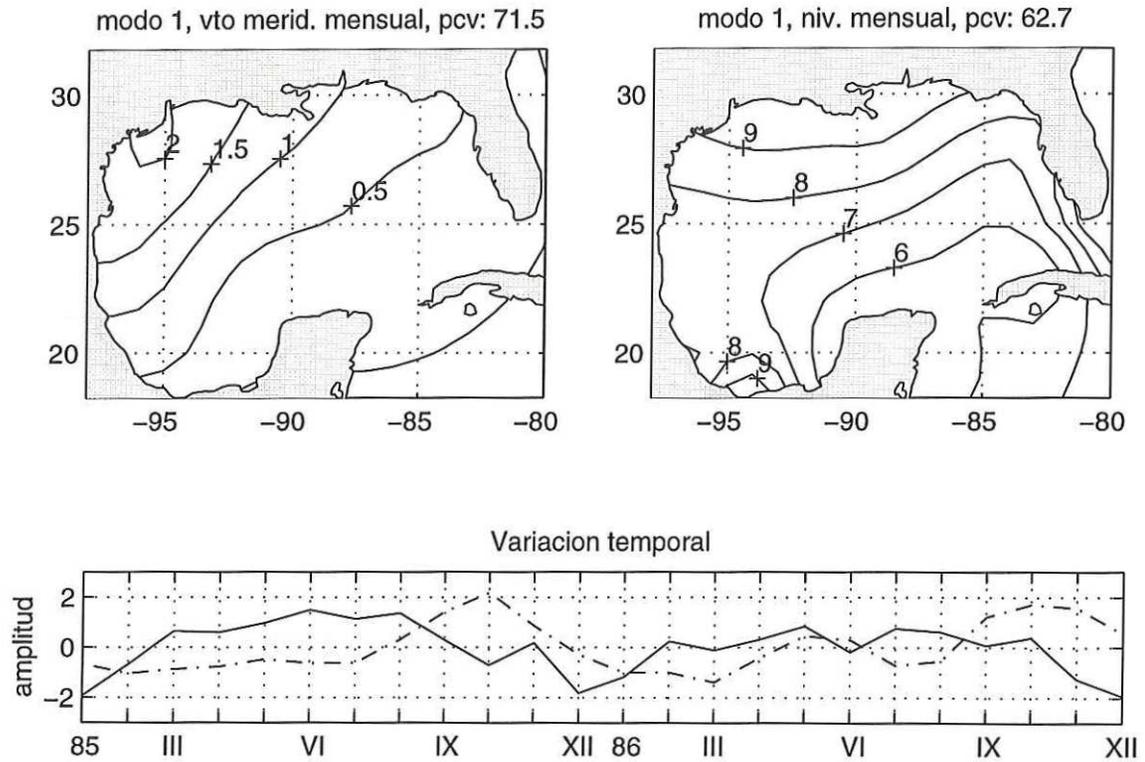


Figura 26. Variación espacial y temporal del modo 1 de los promedios mensuales del esfuerzo de la componente meridional del viento y el modo 1 de los promedios mensuales del nivel del mar no ajustado. Los detalles de la figura igual que en la figura 25 cambiando la presión atmosférica por el esfuerzo de la componente meridional del viento.

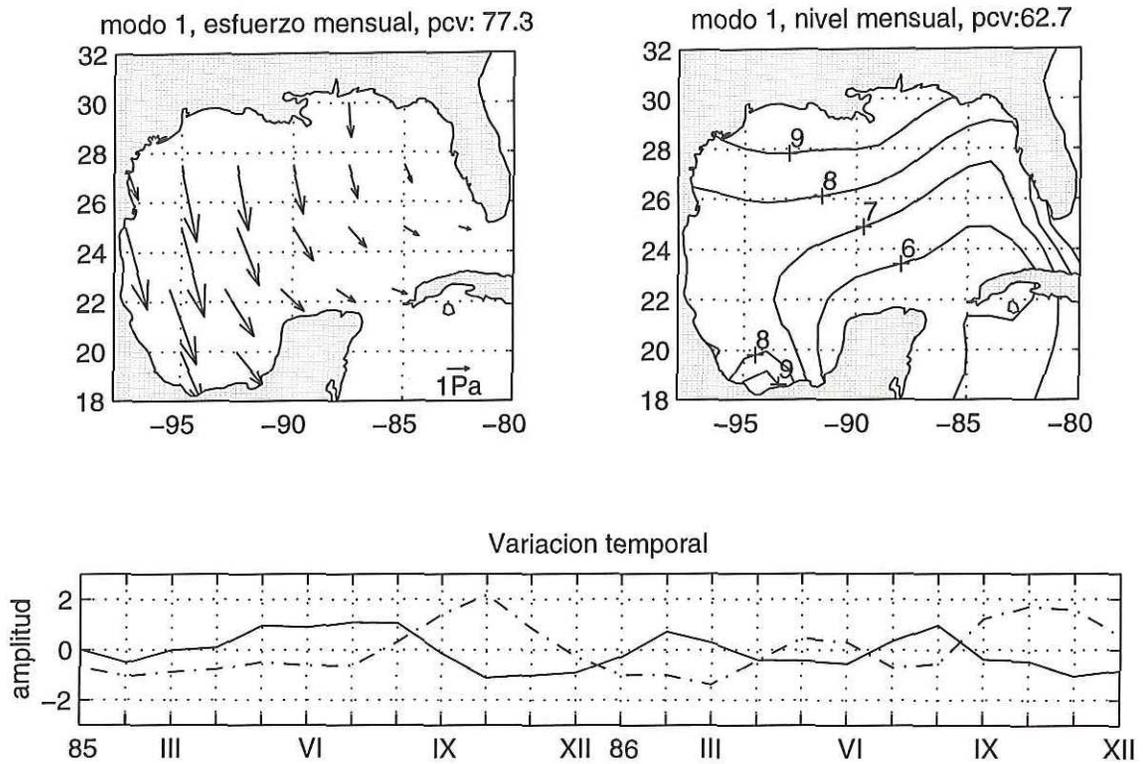


Figura 27. Variación espacial y temporal del modo 1 de los promedios mensuales del esfuerzo del viento y el modo 1 de los promedios mensuales del nivel del mar no ajustado. Los detalles de la figura igual que en la figura 25 cambiando la presión atmosférica por el esfuerzo del viento.

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho H} \quad (24)$$

suponiendo una situación de estabilidad del sistema (ausencia de aceleración), y considerando además que la velocidad se anula en la costa, entonces la conservación de momentum estaría dada por un ajuste entre los términos de la derecha de la ecuación; tomando una variación espacial de 850 km (ancho aproximado del Golfo) y el valor de 1.026 kg/m³ como densidad promedio, se obtiene el esfuerzo del viento es del mismo orden de magnitud que la variación del nivel si se considera una profundidad del orden de los mil metros; como puede verse esta profundidad, que representa el espesor de la capa donde es efectivo el esfuerzo del viento, es demasiado grande, por lo cual el balance considerado no es el correcto; teniendo en cuenta que el valor real del espesor de la capa antes mencionada es del orden de la decena de metros, se tendría que a pesar de tener una alta correlación (valor de -0.62) el esfuerzo del viento no es capaz de explicar por sí sólo las variaciones del nivel, en este caso a escala estacional.

Es de notar, figuras 25-27, que la distribución espacial del primer modo de los promedios mensuales del nivel del mar, presenta un comportamiento muy peculiar en la parte sur occidental del Golfo, más específicamente en la estación de CO, sin embargo este comportamiento irregular no presenta evidencias de estar directamente relacionado con los agentes meteorológicos del forzamiento analizados en este estudio, es decir la presión atmosférica y el esfuerzo del viento.

IV DISCUSION

Propagación de la señal del nivel del mar.

A partir de la correlación entre los pares de estaciones contiguas y del análisis de la fase de la función de transferencia, son estimadas las velocidades de fase de la señal del nivel. Para cada par de estaciones adyacentes es calculado también el valor teórico de las velocidades de fase de las ondas internas, C_0 y de las ondas de plataforma C_1 , a partir de las fórmulas dadas por Osborne y Burch (1980) para C_0 :

$$C_0 = \frac{[g\Delta\rho H_1]^{1/2}}{[\rho_2(1+r)]^{1/2}} \quad (25)$$

donde, $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$, con ρ_i la densidad de la capa i ,

y $r = H_1 / H_2$, con H_i el espesor de la capa i , $i = 1,2$.

y la dada por Allen y Romea (1980) para C_1 :

$$C_1 = 0.43 f L_s \quad (26)$$

donde, f es el parámetro de Coriolis y L_s es el ancho de la plataforma.

Para el caso de las ondas internas fue considerada una capa superficial de 100 metros con densidad promedio de 1.024 Kg m^{-3} , el espesor de la segunda capa fue algo superior a los 100 metros y su densidad promedio de 1.027 Kg m^{-3} ; los valores de la densidad fueron calculados a partir de datos de CTD correspondientes a la parte noroccidental del Golfo.

Tabla VI. Velocidades de fase estimadas a partir de los datos (C) y velocidades de fase de las ondas internas (C_0) y de las ondas de plataforma (C_1) calculadas a partir de las fórmulas.

Estaciones consecutivas.	C (m/s)	C_0 (m/s)	C_1 (m/s)
SA-SI	3.4	2.7	2.4
SI-KW	4.2	3.2	3.0
KW-KC	4.6	3.4	5.1
KC-SP	3.8	3.6	4.3
SP-PA	5.2	5.4	2.5
PA-SO	2.4	3.8	1.8
SO-GR	3.4	4.2	1.2
GR-GA	5.4	4.6	3.8
GA-IS	2.8	3.2	3.0
IS-TU	2.3	1.8	1.3
TU-VE	3.5	2.1	1.5
VE-CO	1.5	2.4	1.8
CO-CA	1.3	2.8	2.3

Como puede verse en la tabla VI, los valores calculados de C a partir de los datos; así como los estimados de C_0 y C_1 , son todos del mismo orden, por lo cual la velocidad de fase no brinda un buen criterio para clasificar el tipo de propagación.; de ahí que sea empleado el criterio dado por Clarke y Brink (1985), quienes muestran que una onda sigue un comportamiento barotrópico cuando:

$$|N\alpha f^{-1}| \ll 1 \quad (27)$$

donde, N : frecuencia de flotación (Frecuencia de Brunt-Vaisala) promedio en la plataforma

α : el promedio de la pendiente en la plataforma

f : el parámetro de Coriolis.

Valores calculados de $|N\alpha f^{-1}|$ por Mitchum y Clarke (1986), muestran que $|N\alpha f^{-1}| < 10^{-2} \ll 1$ en la zona oeste de la plataforma de La Florida, por lo cual pudiera hablarse de un comportamiento barotrópico para la propagación del nivel en esta zona del Golfo, que comprende las estaciones desde KW hasta PA. El valor calculado de $|N\alpha f^{-1}|$ para el tramo de costa comprendido entre las estaciones de GR e IS, es del orden de 10^{-1} por lo cual ya no se cumple la condición (27), como tampoco se cumple la condición de baroclinicidad de $|Nh_x f^{-1}| \gg 1$ dada por Chapman y Hendershott (1982), por lo cual en esta zona del Golfo pudiéramos estar en presencia de una propagación de carácter mixto. Los valores de N fueron calculados a partir de los datos de CTD antes mencionados y empleando la fórmula:

$$N^2 = -g \rho^{-1} \frac{d\rho}{dz} \quad (28)$$

Como fuera mencionado anteriormente entre las estaciones de GR-GA y GA-IS, no fueron observadas frecuencias con valores significativos de coherencias; y sin embargo entre GR-IS si son observadas. Una posible explicación a este salto en la propagación de la señal a lo largo de la costa pudiera ser excitación de una oscilación que tuviera un nodo en la proximidad de la estación de GA, tal suposición parte del hecho de el segundo modo empírico del nivel no ajustado presenta, en las cercanías de la estación de GA, un nodo de oscilación cuya disposición espacial se ajusta al salto observado en la señal del nivel. Por otra parte se observa que el segundo modo del esfuerzo zonal del viento presenta también un nodo en las cercanías de GA, cuya disposición espacial es muy parecida a la del nivel, por lo cual esta componente del esfuerzo del viento podría ser uno de los agentes que contribuye a la excitación de la oscilación antes mencionada. El cálculo del coespectro entre las series que representan la variación temporal de estos modos empíricos (el segundo del esfuerzo zonal y el segundo del nivel no ajustado), muestra que en ambas variables el espectro de potencia presenta un pico en el valor de frecuencia de los 0.18 cpd y por otra parte la función de coherencia presenta un valor significativo para dicha frecuencia.

Forzamiento atmosférico.

La respuesta del nivel del mar a los cambios de la presión atmosférica varía tanto en frecuencia como en ubicación geográfica; observándose que con la excepción de las

estaciones ubicadas en la costa de Cuba, en el resto de las localidades estudiadas esta presente un carácter no isostático . Aunque en este estudio no se establecen las causas de esta respuesta del nivel, este comportamiento es muy común para el caso de los mares semicerrados, en los cuales el flujo restringido a través de los estrechos comunicantes dificulta el establecimiento del equilibrio isostático. Otra posible razón de dicha respuesta del nivel, es la correlación que pudiera existir entre la presión atmosférica y algún otro agente forzante del nivel; como lo observado en las estaciones de TU, VE y CO, donde se obtienen comportamientos distintos al ser considerados, primero sólo la presión y después la presión y el viento y haberse observado el hecho de que en esta zona del Golfo existe una alta correlación entre la presión y el viento.

De modo general se observa que localmente el viento y el nivel están correlacionados, siendo el intervalo de las frecuencias más bajas, hasta los 0.5 cpd , donde se manifiesta con mayor fuerza dicha correlación; desde el punto de vista espacial la zona ubicada en la parte occidental de la Península de la Florida, área que comprende las estaciones de KW, KC, SP y PA, es donde se da la mayor interacción entre estas variables. El análisis de los coeficientes de la regresión en el dominio de las frecuencias permite ver que la componente longitudinal es más significativa en la zona más oriental del Golfo, mientras que la componente normal es más importante en la parte occidental. El análisis, tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia, de la relación entre las series del esfuerzo del viento en localidades remotas con respecto a las estaciones de nivel del mar, permite ver que el forzamiento del viento esta confinado a la zona oeste de la Península de la Florida, y que dicho forzamiento afecta hasta la zona comprendida entre las estaciones de GR y GA; es

decir que la onda libre se propaga unos 1200 Km y su velocidad de fase es alrededor de los 4 m/s.

Haciendo un análisis de conjunto, de la amplitud obtenida para los coeficientes de la regresión, se puede ver que es la presión el factor principal del forzamiento atmosférico, hecho que esta sustentado además por similitud en la distribución espacial de las varianzas de la presión y el nivel, así como la semejanza en la distribución espacial de los primeros modos empíricos de estas variables.

En este estudio sólo fueron considerados como agentes forzantes de la variabilidad de frecuencia baja del nivel del mar a la presión atmosférica y el esfuerzo del viento; aunque en la realidad otros factores están influyendo en mayor o menor grado. Entre estos factores se encuentran: las descargas de los ríos, en especial el Misisipi en la parte noroccidental del Golfo; el efecto del flujo de calor y su distribución no uniforme en la cuenca, la diferencia entre los regímenes de precipitación y evaporación; así como las corrientes de frecuencia baja que se registran en algunas zonas del Golfo.

V CONCLUSIONES

Se encuentra que la propagación de la señal de frecuencia baja del nivel del mar se da en el rango de las frecuencias menores a los 0.5 cpd, observándose que dicha propagación tiene un carácter barotrópico en la zona de la plataforma de la Península de la Florida y que más al centro del Golfo, el carácter pasa a ser mixto.

La respuesta del nivel a los cambios de la presión atmosférica es no isostática; observándose que su carácter (sobre isostático o bajo isostático) varía con la frecuencia y la ubicación geográfica, siendo en general sobre isostático en la zona norte y bajo isostático en la zona sur occidental del Golfo, con excepción de las estaciones ubicadas en la costa de Cuba, donde se observa un comportamiento casi isostático del nivel.

Fue obtenido que entre la presión atmosférica y el esfuerzo del viento, es la presión atmosférica el agente de forzamiento meteorológico de mayor importancia en la variabilidad de frecuencia baja del nivel del mar.

Localmente la componente meridional del viento es más importante para la variabilidad del nivel en la zona oriental del Golfo; mientras que la componente zonal lo es para la parte occidental.

Fue encontrada como zona de forzamiento remoto del nivel por parte del viento, la zona de la estación de St. Petersburg; la onda libre viaja alrededor de unos 1200 km con velocidad de fase de 4m/s.

LITERATURA CITADA

- Adams, G. y R Buchwald. 1969. The generation of continental shelf waves. *J. Fluid. Mech.*, **35**, 815-826.
- Allen, J.S. y D.W. Dendo. 1984. Statistical Characteristics of the large scale response of coastal sea level data to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 1079-1094.
- Allen, J.S. y R. D. Romea. 1980. On coastal trapped waves at low latitudes in a stratified ocean. *J. Fluid. Mech.* **98**: 555-585.
- Bath, M. 1974. Spectral Analysis in Geophysics. Elsevier. Amsterdam. 563 pp.
- Bendat, J.S. y A.G. Piersol. 1971. Random Data: Analysis and Measurement Procedures. Willey-Interscience. New York. 407 pp.
- Bracewell, R.N. 1978. The Fourier Transform and Its Applications. Mc Graw-Hill , Inc. New York. 443 pp.
- Candela, J. 1991. The Gibraltar Strait and its role in the dynamics of the Mediterranean Sea. *Dyn. Atmos. Oceans.* **15**:267-299.
- Candela, J. y C. J. Lozano. 1994. Barotropic Response of the Western Mediterranean to Observed Atmospheric Pressure Forcing. *Am. Geophys. Union.* **46**:325-359.
- Chapman, D.C. y M. C. Hendershott. 1982. Shelf wave dispersion in a geophysical ocean. *Dyn. Atmos. Oceans.* **7**: 17-31.
- Chelton, D.B. y R.F. Davis. 1982. Monthly mean sea level variability along the west coast

- of North America. *J. Phys. Oceanogr.* **12**:757-784.
- Christensen, N, Jr., R. de la Paz y G. Gutierrez. 1983. A study of sub-inertial waves off the coast of Mexico. *Deep. Sea Res.*, **30**(8A): 835-850.
- Clarke, A. J. y K. H. Brink. 1985. The response of stratified, frictional flow of shelf and slope waters to fluctuating large-scale, low frequency wind forcing. *J. Phys. Oceanogr.* **15**: 439-453.
- Davis, R. E. y P. S. Bogden. 1994. Variability on the California Shelf Forced by Local Remote Winds During the Coastal Ocean Dynamics Experiment. *J. Geophys. Res.* **94**(C4): 4763-4783.
- Dendo, D.W. y J.S. Allen. 1987. Large-Scale Response to Atmospheric Forcing of Shelf Currents and Coastal Sea Level Off the West Coast of North America: May-July 1981 and 1982. *J. Geophys. Res.* **92**:1757-1782.
- Enfield, D.B. and J.S. Allen. 1980. On the structure and dynamics of monthly mean sea level anomalies along the Pacific Coast of North and South America. *J. Phys. Oceanogr.* **10**: 557-578.
- Enfield, D.B. and J.S. Allen. 1983. The generation and Propagation of Sea Level Variability Along the Pacific Coast of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* **13**:1012-1033.
- Garret, C. y B. Toulany. 1982. Sea Level Variability Due to Meteorological Forcing in the Northeast Gulf of St. Lawrence. *J. Geophys. Res.* **87**:1968-1978.
- Garret, C. y F. Majaes. 1984. Nonisostatic response of sea level to atmospheric pressure in eastern Mediterranean. *J. Phys. Oceanogr.* **14**:656-665.

- Garret, C., J. Akerley y K. Thompson. 1989. Low-Frecuency Fluctuations in the Strait of Gibraltar from MEDALPEX Sea Level Data. . *J. Phys. Oceanogr.* **19**:1682-16-96.
- Gaspar, P. y R. M. Ponte. 1997. Relation between sea level and barometric pressure determined from altimeter data and model simulations. *J. Geophys. Res.* **102**(C1): 961-971
- Gill, A. E. y E. H. Schumann. 1974. The Generation of Long Shelf Waves by the Wind. *J. Phys. Oceanogr.* **4**:83-90.
- González, J. I., J. Ochoa y P. Ripa. 1997. Variación estacional del nivel del mar en el Golfo de México y Mar Caribe. *Geos.* **17**(3): 168-171.
- Halliwell, G.R. y J.S. Allen. 1984. Large-scale sea level response to atmospheric forcing along the west coast of North America, summer 1977. *J. Phys. Oceanogr.* **14**, 864-886.
- Hamon, B.V. 1966. Continental Shelf Waves and the efectos of the atmospheric pressure and wind stress on sea level. *J. Geophys. Res.* **71**: 2883-2893.
- Hernández González, M. 1990. Surgencia de Tormentas en la costa norte de La Habana. Memorias del II Congreso de Ciencias del Mar. Comité Oceanográfico Nacional. La Habana. 54-57.
- Hernández González, M., O. Ramírez Stout y J. Simanca Cárdenas. 1994. Variación estacional de la componente no periódica del nivel del mar en la costa norte de Ciudad de La Habana. *Ciencias de la Tierra y del Espacio.* **23**:177-189.
- Jenking, G. M. y D. G. Watts. 1968. Spectral Analysis and Its Applications. Holden-Day.

- Oakland. 525 pp.
- Large, W. G. y S. Pond. 1981. Open ocean flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.* **11**:324-336.
- Lascaratos, A. y M. Gacic. 1990. Low-Frequency Sea Level Variability in the Northeastern Mediterranean. *J. Phys. Oceanogr.* **20**:522-533.
- Lorentz, E.N. 1956. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. *Sci. Rept.* No.1, Dept. of Meteorology, M.I.T. Cambridge, Mass. 49 pp.
- Mc Creary, J. 1976. Eastern tropical response to changing wind systems: With application to El Niño. *J. Phys. Oceanogr.* **6**: 632-645.
- Mitchum, G. T. y A. J. Clarke. 1986. Evaluation of frictional, Wind-Forced Long-Wave Theory on the West Florida Shelf. *J. Phys. Oceanogr* **16**: 1029-1037.
- Osborne, A. R. y T. L. Burch. 1980. Internal solitons in the Adaman Sea. *Science, Wash.* **208**: 451-460.
- Ponte, R. M. 1993. Variability in a homogeneous global ocean forced by barometry pressure. *Dyn. Atmos. Oceans.* **18**:209-239.
- Ponte, R. M. 1994. Understanding the relation between wind and pressure driven sea level variability. *J. Geophys. Res.* **99**: 8033-8049.
- Ramírez Aguilar, I.. 1990. Propagación de señales de nivel del mar en la costa occidental de México. *Atmósfera.* **4**: 23-35.
- Robinson, A.R. 1964. Continental Shelf Waves and the response of Sea Level to weather Systems. *J. Geophys. Res.* **69**(2): 367-378.

- Smith, R. L. 1978a. Poleward propagation perturbations in currents and sea level along the Peru coast. . *J. Geophys. Res.* **83**: 6083-6092.
- Smith, R. L. 1978b. Continental Shelf Waves and Effects of Atmospheric Pressure and Wind Stress on Sea Level. *J. Geophys. Res.* **71**: 323-342.
- Tsimplis, M.N. y G. N. Vlahakis. 1994. Meteorological forcing and sea level variability in the Aegean Sea. *J. Geophys. Res.* **99**: 9879-9890.
- Tsimplis, M.N. 1995. The Response of Sea Level to Atmospheric Forcing in the Mediterranean Sea. *J. Coastal Res.* **11**: 1309-1321.
- Wang, D.P. 1979a. Continental Shelf Waves and Effects of Atmospheric Pressure and Wind Stress on Sea Level. *J. Geophys. Res.* **71**: 323-342.
- Wang, D.P. 1979b. Subtidal Sea Level Variations in the Chesapeake Bay and relations to Atmospheric Forcing. *J. Phys. Oceanogr.* **9**: 413-421.
- Wunsch, C. 1972. Bermuda Sea Level in Relation to Tides, Weather and Baroclinic Fluctuations. *Rev. Geophys.* **10**: 1-49.
- Wunsch, C. 1991. Large-Scale Response of the ocean to atmospheric forcing at low frequencies. . *J. Geophys. Res.* **96**: 083-092.