



**ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL**

**Facultad de Ingeniería Marítima y Ciencias del Mar**

**“VARIABILIDAD DE BAJA FRECUENCIA DE  
PARAMETROS OCEANO-ATMOSFERICOS EN  
SALINAS Y GALAPAGOS  
DURANTE EL PERIODO 1985-1988”**



BIBLIOTECA  
ING. MARITIMA

**TESIS DE GRADO**

Previa a la Obtención del Título de:

**OCEANOGRAFA**

Presentada por:

**Bonny Bayot A.**

**Guayaquil - Ecuador**

**1.993**

## AGRADECIMIENTO



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
Santiago

A M. Sc. María del Pilar Cornejo,  
Directora de Tesis, por su valiosa ayuda  
en la elaboración de este trabajo.

Al "C". Chavarría por su apoyo  
incondicional, y por su gran ayuda  
logística y académica.

Al Instituto Oceanográfico de la Armada  
por haber proporcionado la información,  
y por las facilidades brindadas para la  
elaboración de este trabajo.

## DEDICATORIA



ENRIQUE  
ANTONIETA  
MADRID

A mis padres:  
Enrique y Antonieta



TRIBUNAL DE DEFENSA  
DE LA COMPETENCIA  
N.º 1  
LIMA

Ing. Enrique Sánchez  
Presidente del tribunal

Msc. Pilar C. de Grunauer  
Directora de tesis

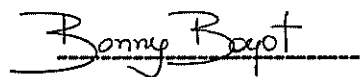
Msc. José Luis Santos  
Miembro del tribunal

Ing. Eduardo Cervantes  
Miembro del tribunal

## DECLARACION EXPRESA

"La responsabilidad por los hechos, ideas y doctrinas expuestos en esta tesis, me corresponden exclusivamente; y, el patrimonio intelectual de la misma, a la ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL".

(Reglamento de Exámenes y Títulos profesionales de la ESPOL).

A handwritten signature in black ink, reading "Bonny Bayot", written over a horizontal line.

Bonny Bayot Arroyo

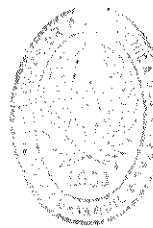
## RESUMEN

Series de tiempo de promedios diarios para un período de cuatro años (desde 1985 a 1988) de: Temperatura Superficial del Mar (TSM), Nivel Medio del Mar (NMM), Presión Atmosférica a Nivel del Mar (PSA), y Vientos: Componentes Zonales, en dirección oeste-este (VTOX) y Meridionales, en dirección norte-sur (VTOY) en SAL (un "arreglo" formado por las estaciones La Libertad y Salinas) y GAL (otro arreglo formado por las estaciones Santa Cruz - San Cristóbal - Baltra) se han analizado utilizando Funciones Empíricas Ortogonales (FEO) y Análisis Espectral.

Los resultados de las FEO determinaron que para las dos estaciones, los modos 1 y 2 explicaban la mayor variabilidad común (en SAL representaron el 39.7 y 23.2 %, respectivamente y en GAL el 56.6 y 20.5 %, respectivamente de la varianza total de las series).

La presencia del ciclo anual en el modo 1 reveló la existencia de esta periodicidad en todas las series de tiempo (en algunas series ello no fue evidenciado por medio de un análisis inicial visual-gráfico)

El modo 2 representó la relación entre el NMM y los vientos, reflejando que algunas de las oscilaciones estuvieron forzadas atmosféricamente y

BIBLIOTECA  
ING. MARITIMO

seguramente relacionadas a cambios en los vientos alisios, locales o remotos.

Se encontraron diversas oscilaciones significativas:

- Ondas Kelvin de 55 a 50 días forzadas atmosféricamente y relacionadas a las ondas intraestacionales de 30-60 días. Spillane et al. (1987) y Enfield (1987).
- Ondas Kelvin de 100 y 25 días, no parecen estar forzadas localmente por la atmósfera.
- Ondas Rossby-gravedad de 32 días forzadas atmosféricamente por los vientos meridionales. Enfield (1987).
- Oscilaciones de marea: de 14.5 días, Componente Lunisolar Quincenal (Msf) y de 13.7 días, Componente Lunar Quincenal (Mf)
- Ondas Rossby-gravedad de 9.0 días sin forzamiento atmosférico local.
- Ondas Rossby-gravedad de 5.6 a 7.5 días.
- Ondas de 4 días que parecen responder a la presencia de las oscilaciones atmosféricas globales de 4 a 6 días.

## INDICE GENERAL

	Pág.
RESUMEN -----	VI
INDICE GENERAL -----	VIII
INDICE DE FIGURAS -----	X
INDICE DE TABLAS -----	XI
INTRODUCCION -----	12
I. FUNDAMENTOS TEORICOS -----	15
1.1. Teoría lineal de ondas ecuatoriales largas -----	15
1.1.1. Ecuaciones de movimiento -----	19
1.1.2. El plano ecuatorial Beta -----	24
1.1.3. Ondas Kelvin -----	28
1.1.4. Ondas Rossby -----	32
1.1.5. Ondas Rossby-gravedad -----	34
1.1.6. Ondas inercia-gravedad -----	37
1.2. Observaciones de ondas ecuatoriales -----	37
II. MATERIALES Y METODOS -----	45
2.1. Descripción geográfica -----	45
2.2. Descripción de los datos -----	48
2.3. Procesamiento de la información -----	51
2.3.1. Vacíos en las series -----	51
2.3.2. Metodología empleada -----	52
III. ANALISIS DE LA INFORMACION -----	60



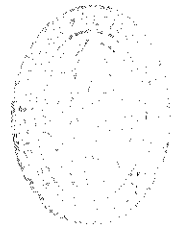
3.1. Análisis de las series de tiempo -----	60
3.1.1. Temperatura superficial del mar -----	60
3.1.2. Nivel medio del mar -----	64
3.1.3. Presión atmosférica a nivel del mar -----	65
3.1.4. Componente zonal del viento -----	65
3.1.5. Componente meridional del viento -----	65
3.1.6. Comparación con índices oceano-atmosféricos globales -----	66
3.2. Resultados del análisis espectral -----	73
3.2.1. Temperatura superficial del mar -----	73
3.2.2. Nivel medio del mar -----	76
3.2.3. Presión atmosférica a nivel del mar -----	77
3.2.4. Componente zonal del viento -----	77
3.2.5. Componente meridional del viento -----	78
3.3. Resultados de las funciones empíricas ortogonales ----	79
3.3.1. Análisis de los modos por estación -----	79
3.3.2. Análisis de los modos por variables -----	83
3.4. Autoespectros de los modos -----	85
3.4.1. SAL -----	86
3.4.2. GAL -----	89
3.5. Espectros cruzados -----	91
IV. DISCUSION GENERAL -----	94
4.1. Discusiones y conclusiones -----	94
4.2. Recomendaciones -----	99
BIBLIOGRAFIA -----	101

## INDICE DE FIGURAS

Fig./No.		Pág.
1	Sección meridional de la componente zonal de velocidad de la corriente en el Pacífico Central -----	17
2	Curvas de dispersión para ondas ecuatoriales -----	29
3	Propagación latitudinal de las ondas ecuatoriales -----	36
4	Ubicación de las estaciones oceanograficas-meteorológicas-----	46
5	Series de promedios diarios normalizados en SAL -----	61
6	Series de promedios diarios normalizados en GAL -----	62
7	Indices de presión superficial -----	67
8	Indices de temperatura superficial del mar -----	68
9	Indices de nivel medio del mar -----	69
10	Indices de viento zonal -----	70
11	Densidad espectral de los promedios diarios en SAL -----	74
12	Densidad espectral de los promedios diarios en GAL -----	75
13	Series de tiempo de los modos -----	81
14	Densidad espectral de los modos -----	87
15	Espectros cruzados -----	93

## INDICE DE TABLAS

Tabla/No.		Pág.
I	Estaciones oceanográficas -----	53
II	Principales propiedades estadísticas de las series de tiempo	53
III	Resumen del análisis de las funciones empíricas ortogonales. Resultados por estación-----	80
IV	Resumen del análisis de las funciones empíricas ortogonales. Resultados por variables -----	84



BIBLIOTECA  
DEL ECUADOR  
MANABITA

## INTRODUCCION

Las ondas ecuatoriales constituyen un aspecto fundamental en la Oceanografía de la Región Ecuatorial. Ellas están directamente involucradas en eventos anómalos que tienen su origen en el Océano Pacífico Occidental, por ejemplo, El Niño/Oscilación del Sur (ENOS).

Desde que Matsuno (1966) elaboró la primera descripción consistente de las propiedades de las ondas atrapadas ecuatoriales en un océano, numerosos oceanógrafos y meteorólogos han realizado investigaciones y observaciones de ondas ecuatoriales.

Cuando en la región del Pacífico Ecuatorial Occidental ocurren anomalías significativas en los vientos alisios; ésto es, anormal fortalecimiento de vientos del oeste o repentino debilitamiento de los vientos del este, el océano "transmite" esta información al otro lado del Pacífico y lo hace a través de ondas. La ausencia en el ecuador del parámetro de coriolis convierte a esta región en un verdadero canal por donde pueden viajar estas ondas sin mayor dispersión ni pérdida de energía. Por otro lado, las ondas ecuatoriales juegan un papel muy importante en los ajustes oceánicos, esto significa que grandes cantidades de calor pueden ser redistribuídas y propagadas horizontalmente a través del canal ecuatorial en un período de tiempo relativamente corto (semanas a meses), mientras que en otras latitudes esto tomaría meses

y hasta años. Esto pone en evidencia la existencia de variabilidades de baja frecuencia que se presentan a todo lo largo del Pacífico Ecuatorial.

Esta tesis trata de relacionar variabilidades de baja frecuencia (días a semanas) presentes en las Islas Galápagos y Salinas (situados en la región del Pacífico Ecuatorial Oriental) con oscilaciones de ondas ecuatoriales. Para ello, se utilizará Funciones Empíricas Ortogonales (FEO) (ver Silva, 1992) con las que se determinarán variabilidades comunes entre las dos estaciones. Un posterior análisis en el dominio de las frecuencias (Análisis Espectral) determinará los períodos a los que estas variabilidades se presentan, finalmente el análisis de espectros cruzados determinará forzamientos oceánicos u atmosféricos

Para cumplir lo anterior, se ha dividido el trabajo en varios capítulos; así, en el Capítulo I, se hace una descripción de los mecanismos de transmisión de las ondas a través del canal ecuatorial. También se plantea brevemente los fundamentos de la Teoría Lineal de Ondas Ecuatoriales, así como un breve resumen de las principales observaciones de ondas ecuatoriales realizadas en el Océano Pacífico.

En el capítulo II se realiza una descripción geográfica del sector donde están ubicadas las estaciones utilizadas en este estudio. Posteriormente se explica los aspectos técnicos del tratamiento de datos, así como un breve resumen de la técnica de las FEO.

En el capítulo III se detalla el análisis de la información que incluye resultados de las FEO y del Análisis Espectral.

Finalmente, en el capítulo IV, se presentan las discusiones y conclusiones obtenidas luego de realizado el análisis. Posteriormente se detallan las recomendaciones emitidas.

La autora espera que esta tesis sirva como ayuda técnica a oceanógrafos y estudiantes. También se espera motive futuras investigaciones relacionadas con el tema.



UNIVERSITY OF THE PHILIPPINES  
MANILA

## CAPITULO I

### FUNDAMENTOS TEORICOS

#### 1.1. TEORIA LINEAL DE ONDAS ECUATORIALES LARGAS

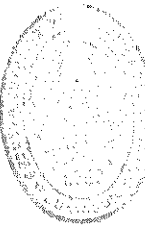
Los movimientos ondulatorios se presentan tanto en la atmósfera como en el océano. Las ondas superficiales son aquellas que se presentan en cualquier "superficie" entre dos cuerpos ó fluidos, tales como las que ocurren en la interfase aire-mar o entre dos capas oceánicas de diferentes densidades. Estas últimas son comúnmente conocidas como ondas internas

Numerosos autores han realizado investigaciones de oscilaciones atmosféricas y oceánicas en la región del Océano Pacífico Tropical. Tales investigaciones han demostrado la presencia de variabilidades de baja frecuencia (días a semanas) asociadas a la presencia de ondas internas, especialmente a las llamadas ondas largas, que juegan un papel muy importante en eventos anómalos tales como los de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS).

La importancia fundamental de la presencia de ondas en las regiones tropicales ( $20^{\circ}\text{S}$ - $20^{\circ}\text{N}$ ) y especialmente en el sector ecuatorial ( $5^{\circ}\text{S}$ - $5^{\circ}\text{N}$ ) radica en el hecho que al propagarse más

rápida-mente que en regiones subtropicales permiten un ajuste oceánico más rápido ante cualquier alteración oceano-atmósfera (Fig. 1). Esto implica, que en la región ecuatorial se pueden encontrar ondas en casi todas las frecuencias espectrales, mientras que en latitudes medias sólo es posible encontrar ondas en una banda de frecuencia entre las ondas inercia-gravedad y Rossby (Luther, 1973). Por otro lado, Lighthill, en 1969, a partir de estudios de la Corriente de Somali, demostró que el tiempo de ajuste de los océanos ante cambios en los vientos disminuye con el decrecimiento de la latitud, lo que significa entre otras cosas, que en la región tropical, grandes cantidades de calor pueden ser redistribuidas y propagadas horizontalmente a través de la capa superficial oceánica en una escala de tiempo de semanas a meses, mientras que, en regiones subtropicales, esto podría tomar hasta años. Este aspecto señala una variabilidad de baja frecuencia que es forzada principalmente por factores atmosféricos (vientos), mientras que la contribución oceánica (corrientes) es realmente mínima. Así: "En los océanos tropicales, inestabilidades de las corrientes medias contribuyen a variabilidades solamente en una estrecha banda de frecuencias cercana a un período de 3 semanas y no contribuyen significativamente a variabilidades en otros períodos" (Philander, 1981).

Es importante considerar lo anteriormente expuesto al tratar de entender fenómenos que se originan en las latitudes ecuatoriales. Así, la rapidez con que se produce la redistribución horizontal y



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA



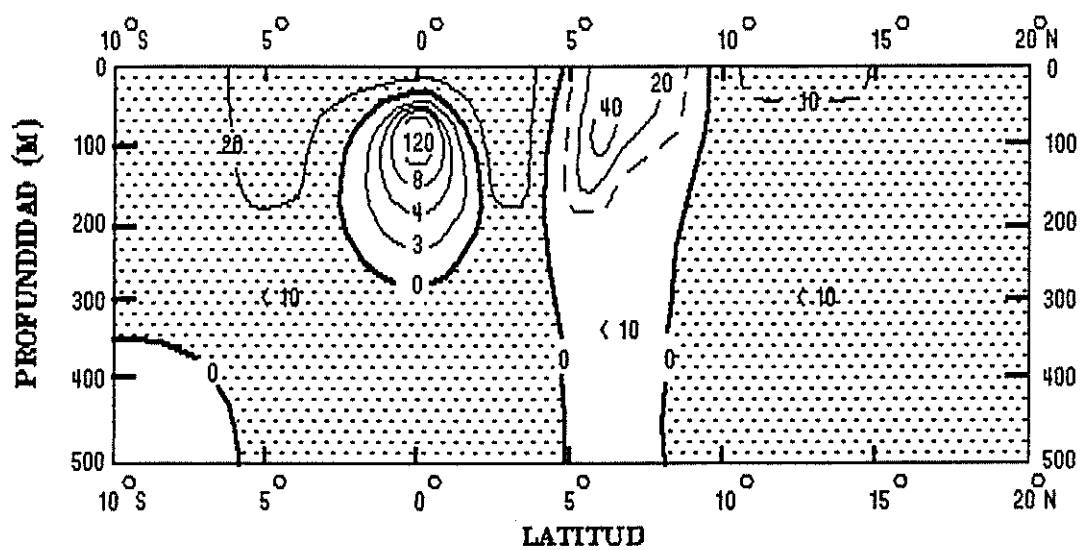
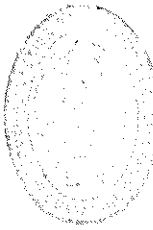


FIGURA 1.— SECCION MERIDIONAL DE LA COMPONENTE ZONAL DE VELOCIDAD DE LA CORRIENTE (cm/s) EN EL PACIFICO CENTRAL. REGIONES SOMBRADAS INDICAN FLUJO HACIA EL OESTE. Tomado de Philander S. George. Tropical Oceanography. Advances in Geophysics, Volume 28A. 1990



vertical de calor durante la ocurrencia de sucesos anómalos en el campo de vientos del Pacífico Occidental puede desencadenar un evento ENOS provocando cambios considerables en los patrones superficiales y a lo largo de la estructura subsuperficial oceánica (principalmente en los campos de circulación y temperatura), Philander (1990).

La forma en que se realiza tal redistribución es a través de ondas. Esta es la manera como el océano comunica o transmite una irregularidad hacia otros lados del océano. Estas oscilaciones pueden ser descritas en términos de modos oceánicos, éstos son: modo barotrópico (onda barotrópica) y modo baroclínico (onda baroclínica), Gill (1982); en el primero, el fluido es considerado de densidad constante, con el segundo se describe la estratificación oceánica, siendo el número de modo equivalente al número de capas presentes en el océano.

Al parecer continuamente las ondas se están originando y propagando, esto significa que se van a presentar, inclusive en períodos de normalidad. De hecho, ello sucede, por ejemplo, la manera en que la zona oriental y central del océano conoce que existe una frontera en el otro lado, es a través de perturbaciones de ondas. Cornejo (1991).

Lo anterior es un suceso normal. Sin embargo, las ondas "interesantes" son las que transmiten cambios anormales (ya que

en algunos casos se transmiten sin dispersión). Por ejemplo, las ondas Kelvin, que son originadas en el Pacífico Ecuatorial Occidental por la supresión o cambios de dirección de los vientos del este y coherentes con un evento ENOS, viajan a lo largo del Pacífico Ecuatorial hasta chocar con el continente sudamericano, propagando las anomalías y provocando con su paso depresión en la termoclina y aumento del nivel del mar.

Similar a lo que sucede en las regiones costeras donde los continentes constituyen una barrera para la propagación de las ondas, de igual manera el hecho que en la región ecuatorial la aceleración de coriolis tiende a desaparecer, la convierte en una especie de canal (conocido como radio ecuatorial, aprox. 5°S-5°N) por donde las ondas viajan, impidiendo la dispersión fuera de sus límites. En los dos casos los procesos de ajuste son especiales por que son afectados por la presencia de estos límites.

### 1.1.1 ECUACIONES DE MOVIMIENTO

La dinámica de los océanos está gobernada por las ecuaciones de movimiento de los fluidos, principalmente por la segunda ley de Newton y la ecuación de conservación de masa. Tales ecuaciones fueron primero desarrolladas por Laplace en 1778-79 para una esfera rotacional en aguas someras utilizando como fuerzas externas aquellas generadas por acción de las fuerzas de mareas.

Para el presente análisis de ondas largas se asume un océano en rotación, cubierto por una delgada capa de un fluido ideal compresible y en equilibrio termodinámico.

Utilizando notación vectorial y euleriana, las ecuaciones de conservación de momentum, conservación de masa y energía termodinámica son:

Conservación de momentum

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + (\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \nabla \hat{p} + \vec{F} - \vec{D} \quad (1.1)$$

Conservación de masa

$$\frac{\partial \hat{q}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla \hat{q} + \hat{q} \nabla \cdot \vec{v} = 0 \quad (1.2)$$

Energía Termodinámica

$$\frac{\partial \hat{p}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla \hat{p} - cs^2 \left( \frac{\partial \hat{q}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla \hat{q} \right) = C \quad (1.3)$$

Donde:

$$\vec{v} = (\hat{u}, \hat{v}, \hat{w}) = u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k}$$

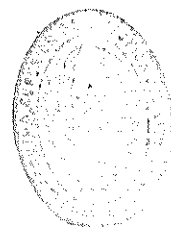
= velocidad positiva hacia (este, norte, arriba)

q = densidad

p = presión

$\Omega$  = rotación angular de la tierra

cs = velocidad del sonido



BIBLIOTECA  
UNIV. P.A.C.  
MARITIMA

Los campos de velocidad, densidad y presión están compuestos de un estado básico (asumido fijo e hidrostático) más una pequeña perturbación. Así:

$$(\hat{u}, \hat{v}, \hat{w}, \hat{q}, \hat{p}) = (\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}, \bar{q}, \bar{p}) + (u, v, w, q, p)$$

En la ecuación 1.1, el primer término  $\partial\vec{v}/\partial t$  representa el cambio local de velocidad con tiempo. El siguiente término  $2\vec{\Omega} \times \vec{v}$  representa la contribución por la rotación de la tierra, siendo la velocidad angular de la tierra ( $\Omega$ ) su valor absoluto igual a  $7.29 \times 10^{-5} \text{ seg}^{-1}$ . El término  $(\vec{v} \cdot \nabla)\vec{v}$  es llamado la aceleración de campo no lineal. El término de presión es  $-\nabla\hat{p}/q$ , donde el operador  $\nabla$  (nabla) convierte el campo de presión  $p = p(x, y, z, t)$  que es un escalar, a un vector, esta fuerza se dirige de la zona de mayor presión a la de menor presión.  $\vec{F}$  incluye todas las fuerzas externas que actúan en un fluido, como pueden ser la gravedad

o fuerzas de fricción.  $\vec{D}$  se refiere a las fuerzas internas, por ejemplo, la fuerza de producción de la marea y la fuerza en la superficie del mar debido al esfuerzo del viento. En la ecuación 1.3,  $C$  representa cambios de energía, es decir ganancia o pérdida de calor.

Descomponiendo la ecuación de conservación de momemtum (1.1) en coordenadas cartesianas:

$$u_t + uu_x + vu_y + wu_z - 2W(\text{sen}\theta v - \text{cose}\theta w) = -1/\rho(p_x) + F(x) + D(x) \quad (1.4)$$

$$v_t + uv_x + vv_y + wv_z + 2W\text{sen}\theta u = -1/\rho(p_y) + F(y) + D(y) \quad (1.5)$$

$$w_t + uw_x + vw_y + ww_z - 2W\text{cose}\theta u = -1/\rho(p_z) - g + F(z) + D(z) \quad (1.6)$$

Al asumir un océano sin forzamiento y sin intercambio de calor,  $\vec{F}$  y  $C$  se anulan. Del mismo modo, se desprecia el término no lineal  $(\vec{v} \cdot \nabla)\vec{v}$ .

Por otro lado, se ignoran las fluctuaciones de fuerzas internas  $\vec{D}$  y se asume que no existen movimientos verticales. Despreciando la componente tangencial de la fuerza de coriolis, las ecuaciones 1.4, 1.5 y 1.6 convertidas a coordenadas esféricas quedan reducidas de la siguiente forma:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2W \operatorname{sen} \theta v = - \frac{1}{\hat{q} a \cos \theta} \frac{\partial p}{\partial \theta} \quad (1.7)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + 2W \operatorname{sen} \theta u = - \frac{1}{\hat{q} a} \frac{\partial p}{\partial \theta} \quad (1.8)$$

$$0 = - \frac{\partial p}{\partial z} - qg \quad (1.9)$$

Donde ( $\theta$ ,  $\theta$ ,  $z$ ) representan respectivamente: longitud hacia el este, latitud hacia el norte y  $r-a$ , siendo ( $r$ ) la coordenada radial y ( $a$ ) el radio de la tierra.

Las ecuaciones 1.7 y 1.8 son las Ecuaciones de Mareas de Laplace, mientras que la expresión 1.9 es la ecuación hidrostática para el estado básico.

Desarrollando la ecuación 1.2 en dirección de  $z$ , ya que se considera que los cambios de  $q$  son significativos en esa dirección:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + w \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = - \hat{q} \nabla \cdot \vec{v} \quad (1.10)$$

Utilizando un criterio similar, la ecuación 1.3 en dirección de  $z$  queda reducida a la siguiente forma:

$$\frac{1}{cs^2} \left( \frac{\partial p}{\partial t} + w \frac{d\bar{p}}{dz} \right) = \frac{\partial q}{\partial t} + w \frac{d\bar{q}}{dz} \quad (1.11)$$



$q$  es reemplazado por una constante  $\bar{q}(z)$ , calculada a lo largo de la columna de agua con lo cual se incurre en un error considerado trivial. (Luther, 1973).

### 1.1.2 EL PLANO ECUATORIAL BETA

Los cálculos de la dinámica oceánica en la región ecuatorial no se realizan utilizando las ecuaciones derivadas en coordenadas esféricas, sino usando una aproximación a éstas, conocida como plano ecuatorial Beta, en la que el parámetro de coriolis ( $f$ ) es igual al producto entre una constante llamada Beta ( $B$ ) y la distancia desde el ecuador ( $y$ ). Así:

$$f = By$$

$$\text{Donde, } B = 2W/r = 2.3 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$$

$$\text{Siendo } x = r\theta, \quad y = r\epsilon$$

$$\text{Además, } \text{sen } \epsilon \approx \epsilon, \quad \text{cos } \epsilon \approx 1$$

Puesto que se utiliza la aproximación hidrostática, la presión será igual a  $p = \rho g \eta$ , donde  $\eta$  es la elevación de la superficie del mar, y ya que se considera movimientos en una capa superficial, la coordenada radial ( $r$ ) puede ser considerada igual al radio de la tierra ( $a$ ); por otro lado,  $\partial\theta = (1/r)\partial x$ ,  $\partial\epsilon = (1/r)\partial y$ , y reemplazando en 1.7 y 1.8, resulta:



$$\frac{\partial u}{\partial t} - Byv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (1.12)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + Byu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (1.13)$$

Las ecuaciones 1.12 y 1.13 fueron ya obtenidas por Thomson (Kelvin) en 1879. La diferencia entre estas ecuaciones con aquellas obtenidas por Laplace (1.7 y 1.8) radica en el hecho que las de Kelvin son desarrolladas para un área lo suficientemente pequeña en la que no sea necesario considerar el efecto de curvatura, tal como en efecto sucede en la región ecuatorial.

Por otro lado, considerando la ecuación de continuidad para pequeñas perturbaciones, donde (H) es la profundidad:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (Hu)}{\partial x} + \frac{\partial (Hv)}{\partial y} = 0 \quad (1.14)$$

Utilizando el concepto de la componente vertical de la vorticidad relativa ( $\zeta$ ), que es igual a:

$$\zeta = (\partial v / \partial x - \partial u / \partial y) \quad (1.15)$$

Además de la ecuación de vorticidad que se obtiene a partir de las ecuaciones 1.12 y 1.13, esto es:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + f(\partial u / \partial x + \partial v / \partial y) = 0 \quad (1.16)$$

Combinando 1.14, 1.15, y 1.16, se elimina la divergencia horizontal y se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \zeta - \frac{fv}{H} \right) + Bv = 0 \quad (1.17)$$

Realizando una suma compuesta de las siguientes operaciones:

$$\begin{aligned} & (By/c^2) \partial / \partial t \text{ de (1.12), } (1/c^2) \partial^2 / \partial t^2 \text{ de (1.13),} \\ & (1/H) \partial^2 / \partial y \partial t \text{ de (1.14), y } -\partial / \partial x \text{ de (1.16)} \end{aligned}$$

Resulta en una ecuación para la velocidad meridional, donde  $c$  es la velocidad de la onda o una constante de separación. Usando aproximación de onda larga u ondas en aguas someras ( $L \gg H$ ) y  $c = (gh)^{1/2}$ . Así:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[ \frac{1}{c^2} \left( \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} + f^2 v \right) - \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) - \frac{B \partial v}{\partial x} \right] = 0 \quad (1.18)$$

Aplicando la solución a ésta última ecuación queda:

$$\frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \left( \frac{w^2}{c^2} - k^2 - \frac{Bk}{w} - \frac{B^2 y^2}{c^2} \right) v = 0 \quad (1.19)$$

Que es la ecuación general que describe a todas las ondas ecuatoriales atrapadas. Donde,  $\omega$  es la frecuencia de la onda y representa el número de ondas por segundo, así,  $\omega = 2\pi/T$  ( $s^{-1}$ );  $k$  es el número de ondas por metro y es igual a  $2\pi/L$  ( $m^{-1}$ ).  $T$  y  $L$  son el período y la longitud de la onda respectivamente.

Las soluciones de 1.19, considerando la parte real, son:

$$\begin{aligned} v &= D_n[(2B/c)^{1/2}y] \cos(kx - \omega t) \\ &= 2^{-n/2} H_n[(B/c)^{1/2}y] \exp(-By^2/2c) \cdot \cos(kx - \omega t) \end{aligned} \quad (1.20)$$

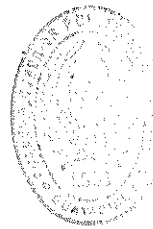
Donde,  $n$  es el modo de la onda u orden del polinomio de Hermite,  $D_n$  es la función cilindro parabólica de orden  $n$ ,  $H_n$  el polinomio de Hermite de orden  $n$ .

Se adopta la convención que  $\omega$  es siempre positiva, por lo tanto, el signo de  $k$  determinará la dirección de propagación de fase de la onda. De este modo, si  $k > 0$ , la onda se propagará hacia el este y si  $k < 0$ , la onda se propagará hacia el oeste.

Para el caso de la ecuación 1.20, la relación de dispersión es:

$$(\omega/c)^2 - k^2 - (Bk/\omega) = (2n + 1)(B/c) \quad (1.21)$$

Esta ecuación es la fórmula general de la relación de dispersión para ondas ecuatoriales atrapadas y representa curvas en el

BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

espacio  $k$ ,  $\omega$  de acuerdo a un juego infinito de modos meridionales ( $n$ ) (Fig. 2). Así, cada curva ilustra la relación de dispersión para un modo de onda ecuatorial. En esta figura, el eje de las abscisas corresponde al número de onda adimensional, y el eje de las ordenadas a la frecuencia adimensional. La pendiente de una línea imaginaria que conecta el origen con un punto cualquiera en la curva representa la velocidad de fase ( $\omega/k$ ) de la onda, la misma que proporciona el correspondiente período y longitud de onda. La pendiente de una línea recta tangente a un punto cualquiera de la curva da la velocidad de grupo de la onda (razón de propagación de la energía).

### 1.1.3 ONDAS KELVIN

Una de las características más importantes de la región ecuatorial, es que actúa como un canal, o una guía de ondas, lo que significa que las perturbaciones quedan atrapadas en las cercanías del ecuador. La onda Kelvin, también llamada onda de gravedad, refleja este aspecto, ya que se propaga unidireccionalmente a lo largo del canal ecuatorial (hacia el este) sin dispersión, es decir, sin cambio de forma ni pérdida de energía, por lo tanto representa un mecanismo eficaz para el transporte de energía (Ripa, 1980). El movimiento de las partículas en todos lados es paralelo al ecuador y no tiene componente de velocidad meridional, en consecuencia, las

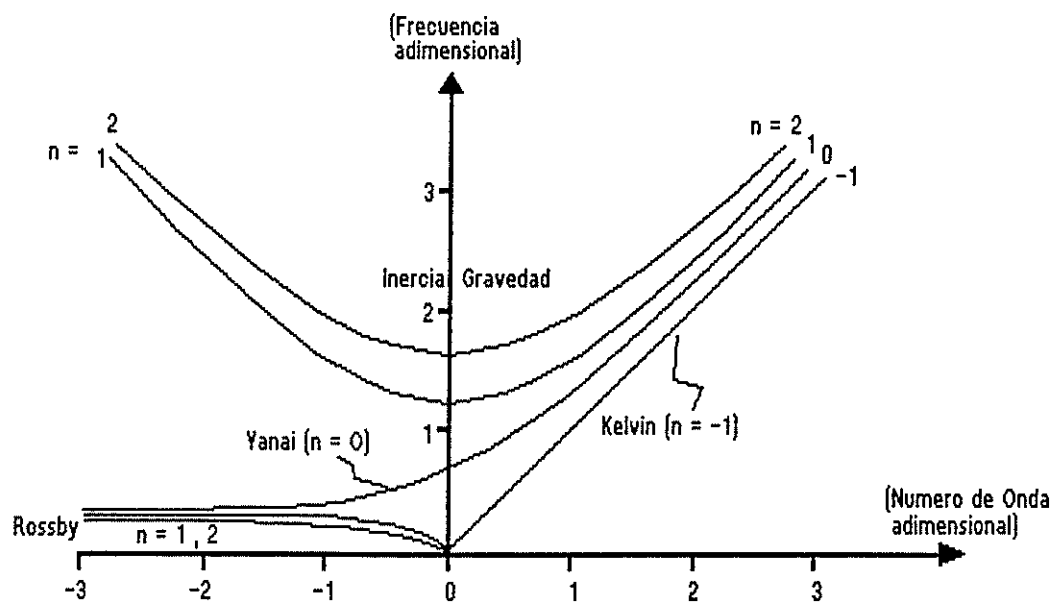
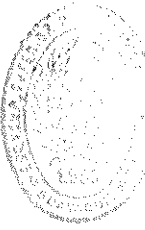


FIGURA 2.— CURVAS DE DISPERSION PARA ONDAS ECUATORIALES



ecuaciones de movimiento básicas de esta onda para la región ecuatorial (1.12 y 1.14) se reducen a:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (1.22)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (Hu)}{\partial x} = 0 \quad (1.23)$$

La solución general de (1.22) y (1.23) consiste en la suma de dos ondas no dispersivas (G y K), con igual número de onda y de frecuencia, pero viajando en direcciones opuestas.

$$\eta = G(kx + wt, y) + K(kx - wt, y) \quad (1.24)$$

$$u = -(g/H)^{1/2} [G(kx + wt, y) - K(kx - wt, y)]$$

La onda Kelvin presenta un segundo aspecto importante: el balance geostrófico que se produce entre la componente de velocidad zonal (hacia el este) y el gradiente de presión nortesur. Por lo que, la ecuación 1.13 para el caso de la onda Kelvin queda reducida a:

$$f u = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (1.25)$$

Substituyendo (1.25) en (1.24) y separando los dos ondas, se obtiene:

$$\frac{\partial G}{\partial y} = (By/c)G \quad \text{y} \quad \frac{\partial K}{\partial y} = -(By/c)K \quad (1.26)$$

Las ecuaciones (1.26) demuestran que mientras una onda decae exponencialmente en la dirección positiva de  $y$  (hemisferio norte) la otra decae exponencialmente en la dirección negativa de  $y$  (hemisferio sur). La solución de 1.26 será:

$$K = \exp\left(-\frac{1}{2} By^2/c\right) (kx - wt) \quad (1.27)$$

La misma que decae hasta una distancia  $r_e$ , llamada radio ecuatorial de deformación, siendo igual a:

$$r_e = (c/B)^{1/2} \quad (1.28)$$

Puesto que  $K$  es básicamente una función sinusoidal, las soluciones completas para la onda Kelvin son:

$$\eta = \exp\left(-\frac{1}{2} By^2/c\right) \text{sen}(kx - wt) \quad (1.29)$$

$$u = (g/c) \exp\left(-\frac{1}{2} By^2/c\right) \text{sen}(kx - wt)$$

$$v = 0$$

En 1.29 es fácil observar que la velocidad zonal está en fase con el desplazamiento vertical de la onda. Otro aspecto interesante de la onda Kelvin es el máximo desplazamiento de nivel del mar que se observa en el ecuador, el mismo que decae

simétricamente de una forma gaussiana hacia el sur y hacia el norte.

De acuerdo al gráfico de dispersión, la onda Kelvin se presenta cuando  $n = -1$ , en cuyo caso la relación de dispersión (1.20) queda reducida a:

$$\omega = kc \quad (1.30)$$

Es interesante observar en el mismo gráfico, que la velocidad de fase y la de grupo son idénticas y siempre hacia el este.

Para modos baroclínicos: en la atmósfera, con valores de velocidad entre 20 y 80 m/s se obtienen radios de deformación entre 650 y 1300 km, que representan  $6^\circ$  y  $12^\circ$ ; y para el océano, con valores típicos de  $c$  entre 0.5 y 3 m/s, el radio de deformación varía entre 100 y 250 km que equivalen a  $1^\circ$  y  $2^\circ$  de latitud.

#### 1.1.4 ONDAS ROSSBY

Las ondas Rossby ecuatoriales o también llamadas ondas planetarias ecuatoriales se presentan en los modos ecuatoriales  $n \geq 1$  para bajas frecuencias y ocurren debido a que la vorticidad potencial en la superficie terrestre no es constante ya que ésta varía con la latitud, por tanto existen en todas las latitudes. En





este tipo de ondas  $w$  es mucho menor que la frecuencia inercial local, por tanto el término  $w^2/c^2$  de la ecuación 1.21 puede ser despreciado resultando la siguiente relación de dispersión:

$$w = \frac{-Bk}{(k^2 + (2n + 1)(B/c))} \quad (1.31)$$

El signo negativo determina que la propagación de fase es siempre hacia el oeste, sin embargo la velocidad de grupo puede ser en cualquier sentido, tal como puede ser apreciado en la Figura 1.

Así, para ondas largas, la velocidad de grupo es hacia el oeste, en este caso,  $k$  tiende a cero, por lo que se desprecia el término  $k^2$  de 1.31 y la relación de dispersión se convierte en:

$$w = \frac{-ck}{2n + 1} \quad (1.32)$$

Esta última expresión señala que esta onda tendrá una velocidad con dirección contraria a la onda Kelvin pero reducida por factores de 3, 5, 7,...

Para ondas cortas, la velocidad de grupo máxima es:

$$c_g = [(1/8)c]/(2n + 1) \quad (1.33)$$

Con velocidad de grupo hacia el este, contraria a la velocidad de fase y reducida a 1/8 de la velocidad de las ondas largas, esta diferencia de rapidez implica que las ondas largas sean más importantes que las ondas cortas en el ajuste oceánico.

Por otro lado, las ondas Rossby tienen una frecuencia máxima expresada por:

$$\omega = (1/2)[Bc/(2n + 1)]^{1/2} \quad (1.34)$$

En este punto,  $k$  toma el siguiente valor:

$$k = -[(2n + 1)B/c]^{1/2} \quad (1.35)$$

### 1.1.5 ONDAS ROSSBY-GRAVEDAD

Llamadas también ondas Yanai. Para números de onda positivos y grandes se asemeja a una onda Kelvin y para aquellos negativos y grandes se parece a una onda Rossby.

Esta onda existe cuando  $n = 0$  y en este caso, la solución de 1.21 es:

$$\omega/c - k - B/\omega = 0 \quad (1.36)$$

Las soluciones de  $u$  y  $v$  para esta onda son:

$$\begin{aligned} v &= \exp(-By^2/2c) \cos(kx - \omega t) \\ u &= -(B\omega/c) \exp(-By^2/2c) \sin(kx - \omega t) \end{aligned} \quad (1.37)$$

Con las anteriores ecuaciones, es fácil determinar que la onda Rossby-gravedad es antisimétrica alrededor del ecuador, por tanto sin desplazamiento en este punto y con máximo y un mínimo alrededor de  $3 - 4^\circ$  S/N. (Figura 3).

Un aspecto interesante se observa en el gráfico de dispersión ya que la curva Yanai cruza el eje de las frecuencias en  $k = 0$ , en cuyo caso la ecuación 1.36 se convierte en:

$$\omega = (Bc)^{1/2} \quad (1.38)$$

Este punto se llama cruzamiento Yanai. Estas ondas son altamente dispersivas. La velocidad de grupo es hacia el este, mientras que la velocidad de fase puede ser en cualquier sentido. Así, si  $k > 0$ , la velocidad de fase será hacia el este, y si  $k < 0$ , será hacia el oeste.



BIBLIOTECA  
FAC. IIG,  
MANAGUA

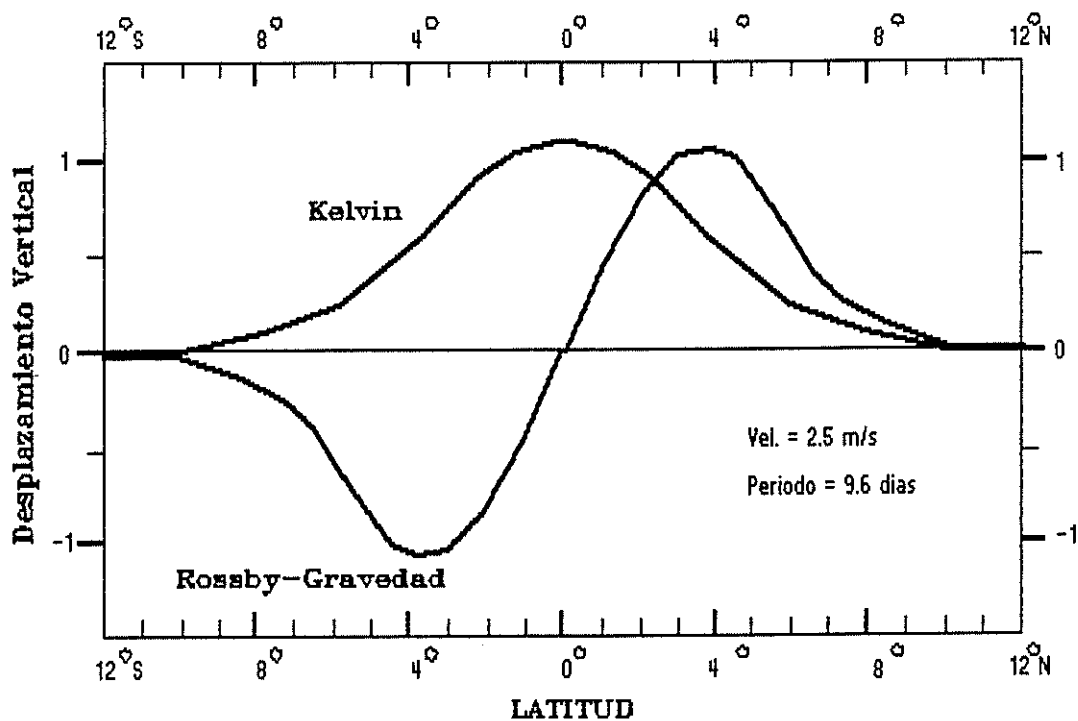


FIGURA 3.- PERFILES MERIDIONALES DE LAS ONDAS KELVIN Y ROSSBY - GRAVEDAD.  
Figura tomada de Cornejo M.P. Propagation and Forcing of High  
Frequency Sea Level Variability in the Eastern Equatorial Pacific.  
Tesis de Masterad Oregon State University. 1987

### 1.1.6 ONDAS INERCIA-GRAVEDAD

Estas ondas se presentan en altas frecuencias, cuando  $n \geq 1$ . En este caso el término  $Bk/w$  se desprecia, por lo que la ecuación de dispersión para estas ondas será:

$$\omega^2 = (2n + 1)Bc + k^2c^2 \quad (1.39)$$

En este caso la propagación de la energía y de la fase puede ser en cualquier sentido.

A través del gráfico de dispersión se puede observar que hay un rango de frecuencias en el que no existen ni las ondas inercia-gravedad ni las ondas Rossby, esto significa que en esta banda de frecuencias, la energía se propagará sólo hacia el este en forma de ondas Kelvin o Yanai.

## 1.2 OBSERVACIONES DE ONDAS ECUATORIALES

Desde que Matsuno (1966) elaboró la primera descripción consistente de las propiedades de las ondas ecuatoriales atrapadas en un océano superficial, numerosos oceanógrafos y meteorólogos han realizado investigaciones y observaciones sobre el tema. Lo siguiente es un resumen de los principales resultados :

Groves, 1956; Groves y Grivel, 1962; Groves y Miyata, 1967, estudiaron oscilaciones en registros de nivel del mar en una serie de islas del Pacífico, encontrando picos espectrales significativos en 4.5 y 2.7 días, de los cuáles, el primero se presentó más prominente. Ellos sugirieron que el océano estaba respondiendo a un pico de 4 días en el campo de vientos.

Moore (1968) demostró teóricamente que las perturbaciones ecuatoriales incidentes en el Pacífico Oriental pueden ser parcialmente transmitidas a los polos como ondas Kelvin costeras atrapadas.

Wallace en 1972, utilizando funciones empíricas ortogonales en el dominio de la frecuencia, en series del Pacífico Occidental para 1967 (vientos: componentes zonales y meridionales; temperatura del aire, desde la superficie del mar hasta 70 mb; además de una serie de variables atmosféricas) encontró un fuerte acoplamiento entre las ondas Rossby-gravedad de la tropósfera superior y la escala sinóptica de las ondas de la baja tropósfera con propagación hacia el oeste.

En 1976, Mc Creary confirmó analíticamente la importancia de cambios de vientos zonales ecuatoriales en la producción de ondas Kelvin con propagación hacia el este.

El aumento repentino del nivel del mar y la depresión de la termoclina en el Pacífico oriental (ondas Kelvin excitadas por

cambios de vientos en el Pacífico Occidental) fue reproducido numéricamente por Hulburt (1976).

En 1976, Wunsch y E. Gill, con una serie de datos de nivel de mar y parámetros meteorológicos entre 150°E-150°W y 30°N-10°S, desde 1954 hasta 1970 (entre ellos parte de los datos ya utilizados por Groves) descubrieron que la oscilación de 4 días era debida a resonancia oceánica, siendo coherentes con la onda ecuatorial atrapada de inercia-gravedad del primer modo baroclínico.

Los resultados de Luther (1980) utilizando registros de nivel del mar y parámetros atmosféricos en muchos puntos a lo largo del Pacífico Tropical (incluyendo las Islas Galápagos) desde 1941 hasta 1976 fueron:

- Ondas Rossby-gravedad en la banda de 4-5 días asociadas con componentes meridionales del viento, es decir forzadas por ondas atmosféricas Rossby-gravedad de 4-5 días (similar a lo encontrado por Wallace en 1972).
- Entre 60°S-60°N, ondas barotrópicas y planetarias en la banda de 4-6 días, atmosféricamente forzadas por las ondas de modo barotrópico globales de 5 días.
- Confirmó la existencia de las ondas baroclínicas de inercia-



BIBLIOTECA  
DE LA  
UNIVERSIDAD

gravedad en la banda de 1-6 días ya descubiertas con anterioridad por Wunsch y Gill (1976).

- Ondas Rossby-gravedad de 7 a 9 días, solo fue posible observarlas en el espectro cruzado de los vientos superficiales. Forzadas atmosféricamente.
- Ondas Kelvin de 8-10 días, también forzadas atmosféricamente.
- Ondas Kelvin de 20-90 días, asociadas a los vientos zonales. Fué detectable en el Pacífico Occidental y no en Galápagos.
- Ondas de mareas de largo período: Componente quincenal (Msf), Componente mensual (Mm) y marea de 9 días.
- Ondas Rossby oceánicas de 4-5 días.
- Ondas de inercia gravedad entre 3 y 5 días.
- Ondas de inercia-gravedad atrapadas en la banda de 6.5-7.5 días forzada por la onda Rossby atmosférica de período 7-9 días.
- Ondas oceánicas Rossby-gravedad con período de 9-10 días.



- Ondas Kelvin de 35-80 días con propagación desde el oeste hacia la costa sudamericana y forzada atmosféricamente en el Pacífico occidental y correspondiendo a un primer modo baroclínico.

En 1981, Ripa y Hayes, utilizando funciones empíricas ortogonales con datos de nivel del mar y presión atmosférica al oeste de las Islas Galápagos encontraron picos en 5.3 y 2.8 días. Ellos determinaron que el primero correspondía a una onda Kelvin y el segundo a una onda Rossby-gravedad.

Yoon (1981), señala que considerando que las Islas Galápagos tienen aproximadamente 100 Km de largo, las ondas Kelvin no serían afectadas por la presencia de ellas, aunque si lo serían por las ondas Rossby.

En 1982, Cane desarrolló un modelo con teoría lineal para describir los efectos de las islas ecuatoriales en las oscilaciones de baja frecuencia. El demostró que estas islas no afectaban la propagación de las ondas Kelvin y considerando el tamaño de las Islas Galápagos, tampoco afectaría la propagación de las ondas Rossby en desacuerdo con Yoon (1981).

En 1982 Knox y D. Halpern, mediante registros de arreglos de correntómetros (instalados durante 1981, a lo largo del ecuador) observaron un fuerte pulso propagado desde 152°W hasta 110°W y lo relacionaron con aumentos en el nivel del mar de las Islas



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARIÍMA

Galápagos. Los resultados fueron coherentes con una onda Kelvin de primer modo baroclínico.

En 1983, Eriksen et al. mediante registros atmosféricos y de nivel del mar desde 1978 hasta 1980 de varias islas del Pacífico, localizadas alrededor de 3°S y 3°N (incluyendo las Islas Galápagos) encontraron ondas Kelvin, coherentes tanto en estaciones localizadas al oeste del Pacífico como en Galápagos. Estas ondas parecieron viajar más rápido que lo predicho por la teoría lineal sugiriendo efectos no lineales debido a corrientes ecuatoriales.

Hansen y Paul (1984), usando datos de boyas a la deriva sembradas en 1979 entre 4°S y 8°N y entre 105° y 110°W obtenidos por satélite detectaron ondas de cúspide entre 20-30 días.

En 1985, White et al. usando datos de XBT para un período de cuatro años (1979-1982) desde 20°S hasta 50°N detectaron anomalías propagadas desde el oeste hasta el este en forma de ondas Kelvin con velocidades de 50-250 cm/s.

En 1985, Chiswell et al. mediante registros de ecosondas invertidos alrededor de las Islas Galápagos encontraron:

- Ondas Rossby con propagación hacia el oeste y con un período de 114 días.

- Una banda significativa entre 30 a 15 días con velocidades de grupo y fases hacia el oeste.
- Ondas Rossby-gravedad con propagación hacia el oeste entre 10 a 4 días.
- Ondas de inercia-gravedad de 6 a 2 días.

Enfield y Allen (1987), mediante observaciones desde 1971 hasta 1975 de nivel del mar desde 55°N hasta 10°S encontraron oscilaciones intraestacionales coherentes de 36-73 días a todo lo largo de la costa, la baja coherencia con variables atmosféricas locales sugirió que las oscilaciones pueden ser una respuesta de propagación costera a procesos remotos en el canal ecuatorial.

Enfield et al. (1987) usando datos desde Buenaventura hasta Callao, incluyendo las Islas Galápagos, durante el ENOS 1982-83, detectaron ondas Rossby-gravedad con período de 10 días y ondas Kelvin con período de 30 días.

Cornejo y Enfield (1987) estudiaron diferencias entre períodos Pre-ENOS, ENOS y Post-ENOS, quienes encontraron incremento de energía en el nivel del mar en casi todas las bandas pero especialmente en la banda de 8-11 días, además de propagación no dispersiva hacia los polos.

Musman (1989), utilizando datos del altímetro Seasat entre 1.5°S y 9°N detectó ondas con período  $38.6 \pm 2.2$  días y  $22.9 \pm 0.9$  días.

Chiswell y Lukas (1989), con mediciones de corrientes entre 4°S y 4°N y entre 160° W y 152°W demostraron la presencia de ondas Rossby-gravedad de período 10 días sugiriendo que fueron generadas por vientos meridionales en el Pacífico occidental.

Cardin (1989) mediante registros de vientos y olas en la provincia de Manabí detectó oscilaciones en la banda de 9 - 10 días que se encuentran dentro del rango de las ondas Rossby-gravedad. También encontró oscilaciones en las series de viento entre 40-60 días, similares a las ondas intraestacionales.

## CAPITULO II

### MATERIALES Y METODOS

#### 2.1 DESCRIPCION GEOGRAFICA

Las estaciones oceanograficas-meteorológicas utilizadas en este trabajo (Figura 4), están ubicadas en el área oceánica conocida como Pacífico Ecuatorial Oriental. La misma que presenta una variabilidad estacional dependiente principalmente de los complicados mecanismos que gobiernan la interacción oceano-atmósfera del Hemisferio Austral, cuya manifestación más importante es la Oscilación del Sur (OS).

El arreglo "SAL", formado por las estaciones Salinas y La Libertad, se encuentra centrado en las coordenadas geográficas 80°56'W y 2°12'S. Está localizado en el sector más saliente de la costa oeste de América del Sur, siendo influenciado climatológicamente por la presencia de dos masas de agua de características diferentes (Agua Tropical cálida y Agua Subtropical fría, las mismas que actúan meridionalmente y de manera alternativa), así como por el intenso gradiente que las separa y que se conoce como Frente Ecuatorial.

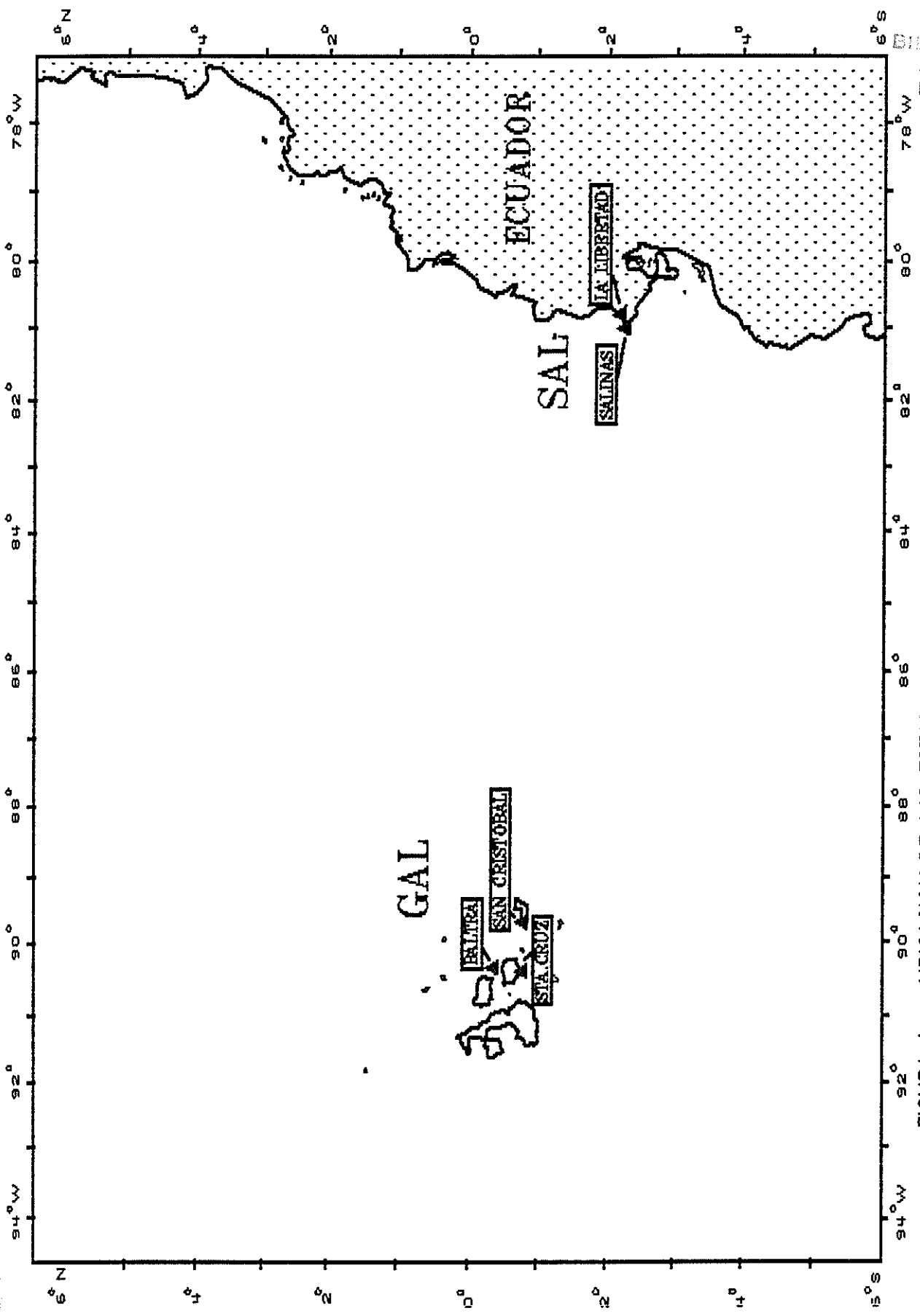


FIGURA 4 .- UBICACION DE LAS ESTACIONES OCEANOGRAFICAS - METEOROLOGICAS (▲)

INSTITUTO  
OCEANOGRÁFICO Y  
METEOROLÓGICO

Por su parte, el arreglo "GAL", compuesto por las estaciones Santa Cruz - San Cristóbal - Baltra. Está centrado en  $90^{\circ}00'W$  y  $0^{\circ}40'S$ , formando parte del Archipiélago de las Islas Galápagos. El mismo que se encuentra ubicado a una distancia aproximada a 1000 Km del Ecuador continental y que a pesar de su localización geográfica no observa un clima típicamente tropical, gracias al efecto que sobre el mismo ejercen las distintas masas de agua que incursionan en el área y que actúan estacionalmente, las que son transportadas al archipiélago por un complejo sistema de corrientes.

En respuesta a cambios estacionales de la OS, los vientos meridionales (del sur), cuya área de generación es el centro de alta presión del Pacífico sureste ( $30^{\circ}S$  y  $90^{\circ}W$ ), se ven normalmente incrementados durante los meses de Mayo a Diciembre, alcanzando su mayor intensidad durante el invierno del Hemisferio Sur. Esto permite un mayor desarrollo de la corriente de Humboldt, que mezcla las aguas por ella transportada con aquellas de los afloramientos costeros peruanos, incursionando en nuestras costas y deflectándose luego hacia el archipiélago como Corriente Surecuatorial, lo que trae consigo la presencia de aguas subtropicales frías y salinas tanto en los sectores aledaños a la estación SAL como en GAL, implantando un sistema de estabilidad atmosférica caracterizado por una aire frío y seco y alta presión a nivel del mar

El centro de alta presión, que describe un movimiento elíptico a lo largo del año, comienza a ubicarse en su posición más suroeste

durante los meses de Enero a Abril, alcanzando el máximo durante Febrero-Marzo. Es durante estos meses que se observa un franco debilitamiento de los vientos meridionales, lo que implica también un debilitamiento de Humboldt y de la Corriente Surecuatorial. Esta situación, en condiciones normales, restringe la presencia de las aguas subtropicales a posiciones más hacia el sur, dando la posibilidad que las aguas cálidas y poco salinas procedentes de la Bahía de Panamá ocupen, en forma de flujos transecuatoriales de sentido norte-sur, las áreas por estas dejadas. Asociado a este esquema climatológico se produce una intensificación de los Vientos Alisios del noreste, lo que posibilita una emigración hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) imprimiendo al sector un sistema gobernado por las bajas presiones. Las estaciones SAL y GAL se ven entonces sometidas a un clima propio del trópico con una alta temperatura del aire, elevados niveles de humedad e inestabilidad atmosférica, observándose además la presencia de formaciones cumuliformes que eventualmente originan las precipitaciones propias de este período.

## 2.2 DESCRIPCION DE LOS DATOS

La información utilizada consiste en series de tiempo de promedios diarios para un período de cuatro años (desde 1985 a 1988) de: Temperatura Superficial del Mar (TSM), Nivel Medio del Mar (NMM), Presión Atmosférica a Nivel del Mar (PSA) y Vientos:





BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

Zonales (en dirección oeste-este, VTOX) y Meridionales (en dirección norte-sur, VTOY).

La irregularidad de los registros de datos oceano-atmosféricos en Galápagos obligó a emplear información de varios puntos del archipiélago. Así, se usó la información de TSM de la Estación Científica Charles Darwin de Santa Cruz, los vientos y la PSA obtenidos en la estación meteorológica de San Cristóbal, y el NMM de la estación mareográfica de Santa Cruz. Reuniendo toda esta información de Galápagos se armó el arreglo de la primera estación utilizada en este trabajo, que será llamada GAL.

La otra estación empleada es "Salinas" (SAL). En este arreglo se utilizaron los datos de TSM, PSA, VTOX y VTOY de una estación meteorológica en Salinas y el NMM de la estación mareográfica en La Libertad. Un resumen con los detalles de estas estaciones se presenta en la Tabla I.

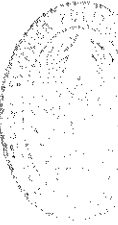
Se escogió trabajar con estas dos estaciones debido a que GAL representa la señal oceánica y SAL describe lo que ocurre en el continente.

La información de cruceros oceanográficos realizados por INOCAR (informes internos, sin publicar) y los datos históricos de estaciones meteorológicas (Atlas Meteorológico del Mar Ecuatoriano, 1992) demuestran que, en San Cristóbal, el comportamiento básico de los

parámetros meteorológicos usados en este trabajo, no es muy diferente al de Santa Cruz.

Por otro lado, la diferencia de latitud entre estos dos sitios (9 minutos de diferencia) es tan pequeña que de acuerdo con la Teoría de Ondas Ecuatoriales, esto es despreciable. Así mismo, la diferencia de 42 minutos de longitud entre ellos, es mínima comparada con los más de 9 grados de longitud que separa los sitios ya nombrados de Salinas. Por tanto no se esperaría que la distancia entre Santa Cruz y San Cristóbal afecten el contenido de los resultados espectrales y de las FEO.

Sin embargo, la circunstancia descrita en el párrafo anterior, impedirá que en este trabajo, estudios detallados de la estructura meridional puedan ser realizados, ya que para ello, sería necesario establecer mediciones sinópticas en puntos del archipiélago lo suficientemente lejanos unos del otro como para hacer un estudio efectivo de las estructuras meridionales de las ondas ecuatoriales. En este caso, estamos limitados a las dimensiones en sentido oeste-este que en sentido norte-sur, y estableceremos diferencias y semejanzas entre las ondas ecuatoriales encontradas en GAL y las detectadas en SAL.



## 2.3 PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION

### 2.3.1 VACIOS EN LAS SERIES

En la serie de NMM en Santa Cruz se presentó un vacío de datos de tres meses, que corresponde a Mayo, Junio y Julio de 1986. Esta laguna de datos fue rellena de la siguiente manera:

- 1) Se comparó visualmente las series de NMM de Santa Cruz y Baltra (La razón por la que no se utilizó el NMM en Baltra, es por que ésta presenta, considerablemente más blancos que Santa Cruz).
- 2) Al observarse que las dos series estaban corridas, se aplicó medias móviles a la serie de Baltra. La regresión lineal demostró que la mejor correlación se obtuvo con una media corrida de 15 días.
- 3) La laguna de datos en la serie de NMM de Santa Cruz fue rellena en base a los resultados obtenidos con la regresión lineal del punto 2).
- 4) Se realizó una prueba de hipótesis nula, para comparar varianzas, utilizando una función de probabilidad F, comparando las varianzas de la serie original de NMM y la rellena según los pasos anteriores. La prueba arrojó como

resultado que no hubo diferencias estadísticas entre las dos varianzas.

En las series de TSM, VTOX y VTOY de GAL se presentaron tres meses de datos en blanco (Enero, Abril y Julio de 1986). Estos vacíos se rellenaron con las medias correspondientes a cada serie. Posteriormente, mediante la prueba de hipótesis nula se comprobó que las series rellenadas conservaban sus propiedades estadísticas, requisito de estacionaridad para aplicación de las FEO y Análisis Espectral.

Eventuales vacíos (en ningún caso más de 6 datos seguidos) se rellenaron utilizando la media correspondiente al mes involucrado, y al igual que en los anteriores casos, al ser comparadas la varianzas, mediante prueba de hipótesis, ellas no se alteraron estadísticamente.

### 2.3.2 METODOLOGIA EMPLEADA

Para un primer análisis se utilizó conceptos de estadística básica en el dominio del tiempo, esto es: máximos, mínimos, medias y desviaciones estándar (Tabla II).

Los índices oceano-atmosféricos globales normalizados (Vientos Zonales, y TSM) fueron obtenidos del Climate Diagnostics Bulletin del Climatic Analysis Center



**Tabla I.- Estaciones Oceanográficas (Meteorológica (1) y Mareográfica (2))**

Estación	Tipo	Latitud	Longitud	Fuente *
Salinas	1	02°12'S	80°59'W	INOCAR
Libertad	2	02°12'S	80°54'W	INOCAR
San Cristóbal	1	00°54'S	89°36'W	INAMHI-INOCAR
Baltra	2	00°45'S	90°18'W	INOCAR
Santa Cruz	1 y 2	00°26'S	90°17'W	INOCAR

\* INAMHI: Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología  
 INOCAR: Instituto Oceanográfico de la Armada

**Tabla II.- Principales Propiedades Estadísticas de las Series de Tiempo**  
 Período de análisis: 1985-1988

Estación	Serie	Máximo	Mínimo	Media	Desviación Standar
SAL	TSM (°C)	29	18,4	23,9	1,73
	NMM (cm)	289	242	257,6	6,96
	PSA (mb)	1015,6	1005,7	1011,4	1,64
	VTOX (m/s)	1,7	-5,5	-2,2	0,88
	VTOY (m/s)	2,4	-5,4	-2,3	1,02
GAL	TSM (°C)	28,8	16	23,3	2,07
	NMM (cm)	169,7	127,7	143,1	7,26
	PSA (mb)	1018,1	1005,8	1011,9	1,78
	VTOX (m/s)	8,1	-2,5	1,6	1,42
	VTOY (m/s)	3,3	-8,8	-2,6	1,84

VTOX (-): del Oeste

VTOY (-): del Sur

correspondiente a Agosto de 1989. Para los índices de presión se utilizaron los boletines de los meses de Enero de 1986, 1987, 1988 y 1989.

Con el objeto de comparar las series de tiempo de SAL y GAL con los índices globales, se calcularon los promedios mensuales de los primeros y luego fueron normalizados siguiendo el método descrito por el CAC de Agosto de 1989, con la única excepción que el período utilizado fué el de la serie analizada en esta tesis.

Posteriormente, se utilizó la técnica de Funciones Empíricas Ortogonales para obtener la variabilidad común entre los parámetros de las estaciones SAL y GAL. La formulación matemática ya fué explicada por Silva (1992). También existe una extensiva bibliografía sobre los fundamentos teóricos de esta técnica. Sin embargo, a continuación se describirá las principales características de este método.

Es un axioma muy conocido que mientras más variables se manejen más completa será la investigación. Sin embargo, esto origina grandes problemas, pues el número de combinaciones de correlaciones posibles será igual a  $n!/(2(n-2)!)$ . Por ejemplo, con 5 variables se necesitará estudiar 10 correlaciones y con 10 variables (es el número de variables utilizadas en esta tesis) hay 45 combinaciones de correlaciones posibles.



Por lo tanto, para simplificar el análisis, es necesario utilizar técnicas de reducción de variables que puedan sumarizar matrices de correlación grandes. Tales técnicas se conocen como métodos estadísticos de multivariados. Las funciones empíricas ortogonales (FEO) ó análisis de componentes principales es una de ellas. Consiste en transformar el conjunto de las variables originales en uno más pequeño de combinaciones lineales que contengan la mayoría de la varianza del conjunto original. Esto se consigue determinando la menor cantidad de modos, factores o componentes principales que expliquen la mayor cantidad de varianza de los datos originales. A pesar que se puede obtener tantos modos como variables se hayan utilizado, no todos los modos serán importantes, ya que serán significativos sólo aquellos que expliquen la mayor cantidad de varianza original.

Las componentes principales se expresan en forma general de la siguiente manera:

$$CP_m = \sum_{i=1}^m X_p z_{mp}, \quad (2.40)$$

Donde,  $X_p$  es la serie de tiempo y  $z_{mp}$  es tal que  $\sum z_{1p}^2, \sum z_{2p}^2$  y en general  $\sum z_{mp}^2$  para  $j = 1$  hasta  $p$ , es igual a 1,  $m$  representa al modo y  $p$  a la variable.

La  $CP_1$  es la primera combinación lineal y explica mayor varianza que  $CP_2$  y éste a su vez que  $CP_3$  y así sucesivamente. Siendo cada combinación lineal interdependiente con respecto a las demás y no correlacionadas entre sí.

Las  $M$  series de tiempo originales  $X_m(t)$  con  $n$  observaciones pueden ser descompuestas en  $M$  funciones ortogonales  $F_k(m)$ .

Así:

$$X_m(t) = \sum_{k=1}^M a_k(t) F_k(m) \quad (2.41)$$

Donde,  $k$  representa el modo y  $a_k$  es la amplitud de la serie de tiempo.

Debido a que las funciones  $F_k(m)$  son ortogonales, se cumple que:

$$\sum_{m=1}^M F_j(m) \cdot F_k(m) = \begin{cases} 1, & \forall j = k \\ 0, & \forall j \neq k \end{cases} \quad (2.42)$$



Por otro lado, es necesario que las amplitudes no estén correlacionadas en tiempo. Por lo que:

$$a_j(t) \cdot a_k(t) = \{a_k^2(t)\} \delta_{jk} \quad (2.43)$$

Si  $a_k^2(t) = \lambda_k$

$$a_j(t) \cdot a_k(t) = \lambda_k \delta_{jk} \quad (2.44)$$

Si multiplicamos dos veces 2.41

$$\{X_m(t) X_m(t)\} = \sum_{j=1}^M \sum_{k=1}^M \{a_j(t) a_k(t)\} F_j(m) F_k(m) \quad (2.45)$$

Reemplazando 2.43 en la expresión anterior, resulta:

$$\{X_m(t) X_m(t)\} = \sum_{k=1}^M \lambda_k F_k(m) F_k(m) \quad (2.46)$$

Donde  $\{X_m(t) X_m(t)\}$  es la matriz simétrica de covarianza cruzada muestreada

Multiplicando 2.46 por  $F_e(m)$  y sumando sobre  $m$

$$\sum_{m=1}^M (X_m X_n) F_e(m) = \sum_{k=1}^M \lambda_k F_k(n) \sum_{m=1}^M F_k(m) F_e(m) \quad (2.47)$$

Puesto que,  $F_k(m)$  y  $F_e(m)$  son ortogonales, la expresión 2.47 se convierte en:

$$\sum_{m=1}^M (X_m X_n) F_e(m) = \lambda_e F_e(n) \quad (2.48)$$

Donde  $F_e(n)$  representa los eigenvectores de la matriz simétrica de covarianza cruzada de magnitud  $M \times M$  y  $\lambda_e$  representa los eigenvalores.

Multiplicando la ecuación 2.41 por  $F_j(m)$  y sumando sobre  $m$

$$\sum_{m=1}^M X_m(t) F_j(m) = \sum_{k=1}^M a_k(t) \sum_{m=1}^M F_j(m) F_k(m) \quad (2.49)$$

Conociendo la ortogonalidad de  $F_e(m)$

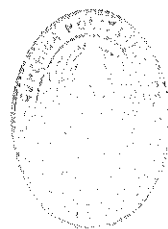
$$a_j(t) = \sum_{m=1}^M X_m(t) F_j(m) \quad (2.50)$$

$F_k(m)$ , son los eigenvectores y en forma gráfica representan vectores ortogonales, por tanto describen un sistema de  $M$  ejes coordenados; mientras que la amplitud  $a_k(t)$  representa la proyección de las  $X_m(t)$  series de tiempo originales sobre la dirección de  $F_k(m)$ .

Un último concepto que es necesario conocer es la ponderancia, que se obtiene dividiendo la covarianza para las desviaciones estándar de  $X_i$  y  $Y_j$  indicando la medida de importancia de cada variable con respecto al modo.

Por último, Análisis Espectral fué utilizado para determinar las frecuencias y períodos energéticos de las ondas. Esto se realizó para todas las series de tiempo así como para los modos que se encontraron significativos. Los fundamentos teóricos de esta técnica han sido explicados ampliamente en estudios anteriores (Ver Cornejo, 1984; Santos 1984; y Cardin 1989).

## CAPITULO III



BIBLIOTECA  
CAS. IIG,  
MARITIMA

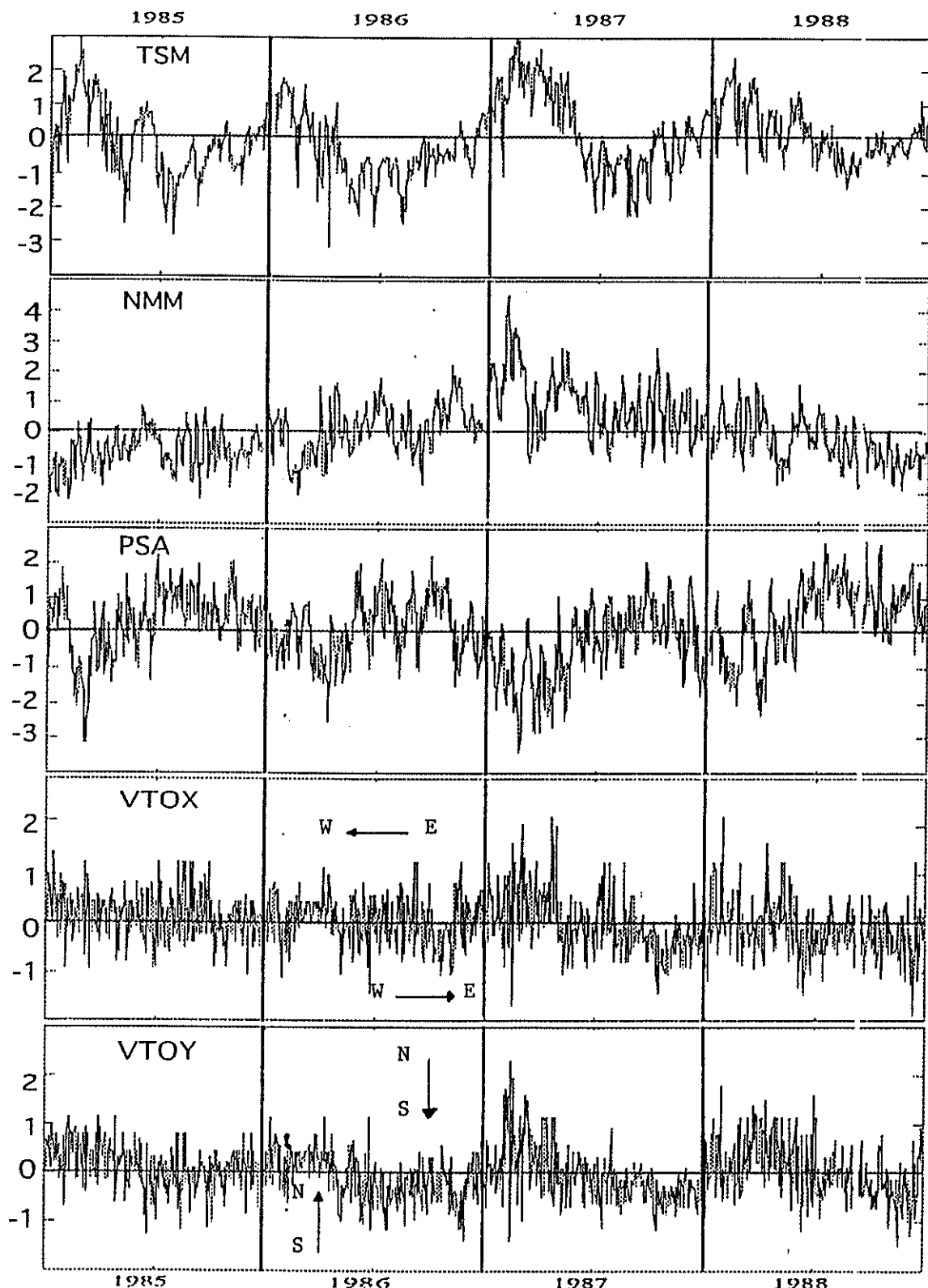
### ANALISIS DE LA INFORMACION

#### 3.1 ANALISIS DE LAS SERIES DE TIEMPO

Se realiza un breve análisis de las series en el dominio del tiempo. En las secciones 3.1.1 a 3.1.5, el análisis se hace en base a los promedios diarios normalizados de las series de tiempo, en algunas de ellas se observan la presencia del ciclo anual. En la sección 3.1.6 se calculan los promedios mensuales normalizados, con el objeto de compararlas con los índices oceano-atmosféricos del Pacífico comúnmente empleados para el monitoreo de El Niño. Las variaciones estacionales están removidas, destacándose períodos cálidos y fríos.

##### 3.1.1 TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR

Las series normalizadas de TSM en SAL y GAL (Figs. 5 y 6) presentan un ciclo anual. En SAL, la influencia de dos masas de agua con características opuestas y cuyas manifestaciones básicas son la Corriente fría de Humboldt y la cálida de El Niño; así como la fluctuaciones del Frente Ecuatorial



1985 1986 1987 1988  
 FIG. 5.- SERIES DE PROMEDIOS DIARIOS NORMALIZADOS EN SAL



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

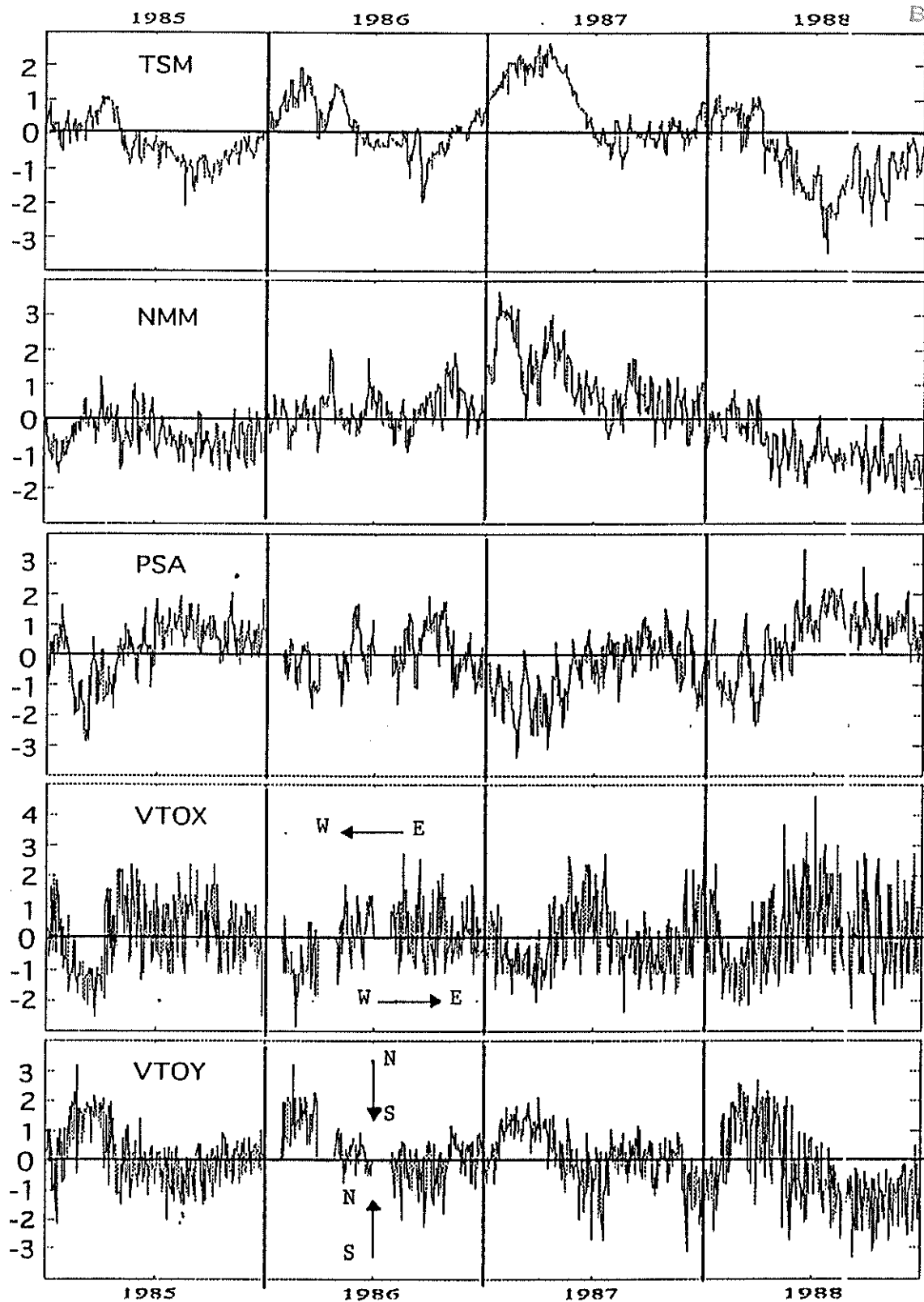


FIG. 6.- SERIES DE PROMEDIOS DIARIOS NORMALIZADOS EN GAL

contribuyen a la presencia de gran variabilidad en el registro diario de TSM.

En las dos series se observa el evento ENOS de 1987. Durante este período cálido, y especialmente en Salinas, las anomalías no se destacan de manera especial del calentamiento estacional y normal que ocurre a principios del año calendario, pero sí se aprecia un comportamiento sostenido de ellas. Resulta destacable, durante todo el año de 1988, y sólo en GAL, la presencia de un período frío, cuyos valores a mitad de ese año, llegaron a sobrepasar significativamente dos desviaciones estándar negativas e inclusive llegaron hasta 3 desviaciones estándar negativas. Tal aspecto es coherente con el evento frío Anti-El Niño que se presentó en la región del Pacífico ecuatorial durante 1988 a 1989. Esta última circunstancia podría estar contribuyendo a que durante el período de análisis, la serie de TSM de GAL presente un valor de desviación estándar mayor que en SAL. Por otro lado, tanto en SAL como en GAL, se observa la presencia de oscilaciones con períodos menores al ciclo anual, de entre las cuales parecen destacar las oscilaciones intraestacionales de 40-60 días. Un resumen de las principales características estadísticas de las series es mostrado en la Tabla II.



### 3.1.2 NIVEL MEDIO DEL MAR

Las series normalizadas de NMM en las dos estaciones (Figuras 5 y 6) no muestran un ciclo anual definido. En ambas series se observa una tendencia lineal al aumento y a la disminución, antes y después del evento ENOS 1987, respectivamente. Esto indicaría la presencia de alguna oscilación interanual que no se puede detectar con el período de este análisis y que además estaría modulando el ciclo anual de la serie. Por otro lado, se observa oscilaciones de período menor al ciclo anual, que pudieran ser las oscilaciones intraestacionales de 40-60 días. Esto es coherente con lo encontrado por Enfield (1987) durante el período 1979-1984.

Durante el ENOS 1987, se produjo un considerable aumento en el NMM, especialmente en SAL, donde llegó a alcanzar valores mayores a cuatro desviaciones estándar. La disminución en el nivel del mar posterior a este evento es coherente con el período Anti-El Niño que se presentó durante 1988. Analizando la Tabla II, se observa que estas dos series, son las que presentan, de entre todas las demás, las mayores desviaciones estándar.



### 3.1.3 PRESION ATMOSFERICA A NIVEL DEL MAR

Las series de PSA muestran muchas similitudes en las dos estaciones (Figuras 5 y 6). En ambas se observa el ciclo anual y un período de bajas presiones durante el ENOS 1987, así como un período de relativas altas presiones durante la segunda mitad de 1988. En estas series, también se observan oscilaciones con períodos más cortos al ciclo anual.

### 3.1.4 COMPONENTE ZONAL DEL VIENTO

En SAL (Figura 5), los vientos zonales predominantes son del oeste y en GAL del este (Figura 6). En ninguna de las dos series se observa el ciclo anual, aunque si se aprecia oscilaciones con períodos menores al anual. Cornejo (1989) para un análisis de viento en el período de 1986 a 1988, coincide en la ausencia del ciclo anual y menciona que la variabilidad parece ser referida a la variabilidad interanual asociada al ENOS 1987

### 3.1.5 COMPONENTE MERIDIONAL DEL VIENTO

En ambas estaciones, la dirección predominante de la componente meridional es del sur (Figuras 5 y 6). Coincidente con lo encontrado por Cornejo (1989), en GAL, esta componente, tampoco exhibe un ciclo anual definido, no

así la serie de SAL, donde si es evidente, el mismo que está asociado a los cambios estacionales del centro de alta presión del Pacífico Sur.



UNIVERSIDAD  
NACIONAL  
AUTÓNOMA DE MÉXICO

### 3.1.6 COMPARACION CON INDICES OCEANO-ATMOSFERICOS GLOBALES

Tal como se señaló en el Capítulo 1, la información, sea ésta sobre condiciones normales o anómalas proveniente del otro lado del Pacífico viaja a lo largo del canal ecuatorial de ondas, pasa por el Pacífico Central, llegando hasta el Pacífico Oriental. Sin embargo, la atmósfera también está conectada, y a los procesos oceánicos, se suman los atmosféricos, de tal manera que se pueden explicar a estos dos procesos como un sistema acoplado completamente interrelacionado.

En esta parte de la tesis se comparará los índices oceánicos y atmosféricos globales del Pacífico con sus análogos de las estaciones SAL y GAL (locales). Los mismos que consisten en valores mensuales normalizados tratados de tal manera que el ciclo anual es filtrado. (Figuras 7 a 10).

Analizando los índices globales y locales correspondientes a los años objeto de este estudio (1985-1988) se ha observado que éstos últimos han presentado un comportamiento

## INDICES DE PRESION SUPERFICIAL

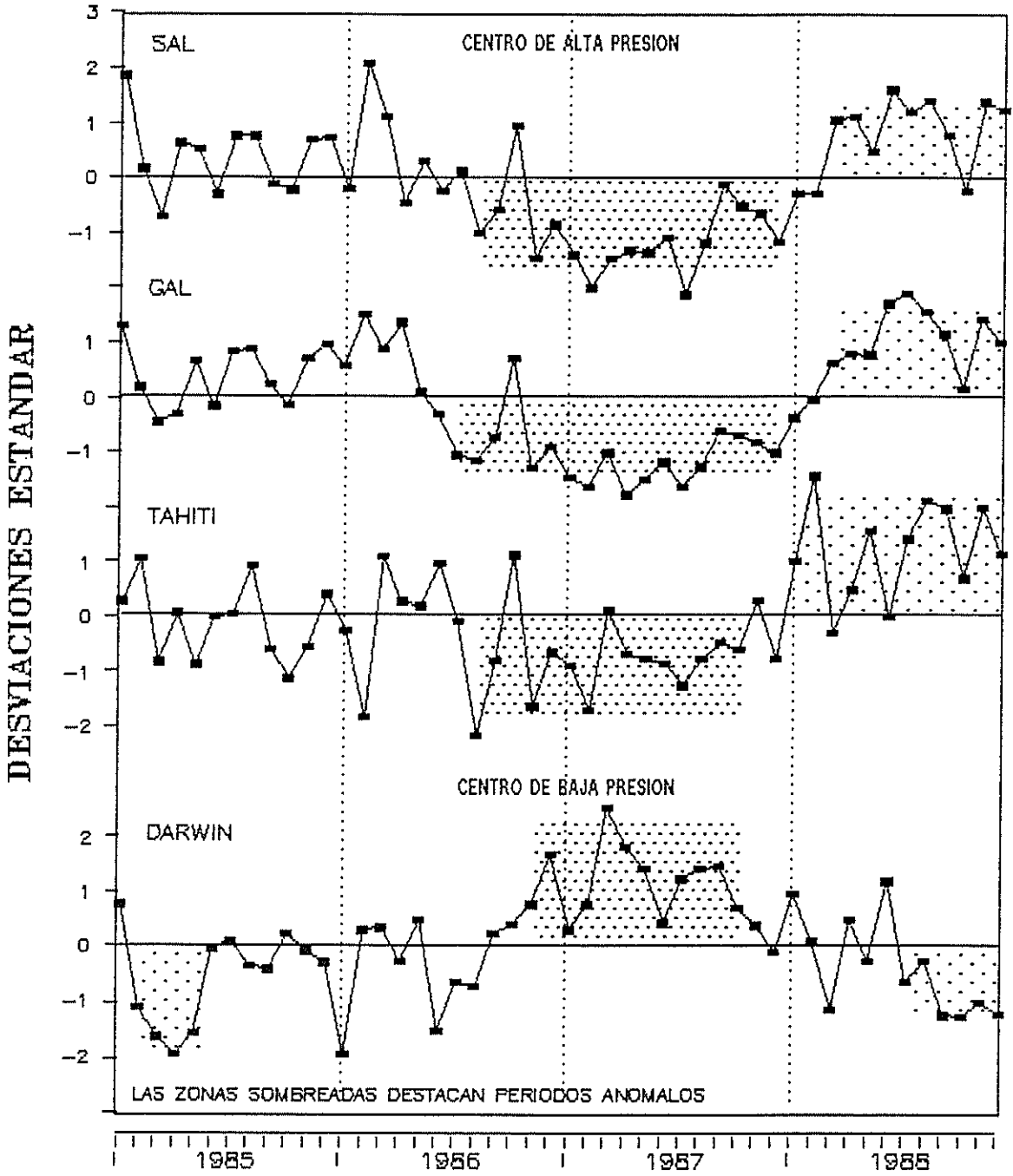


FIGURA 7.-

## INDICES DE TSM

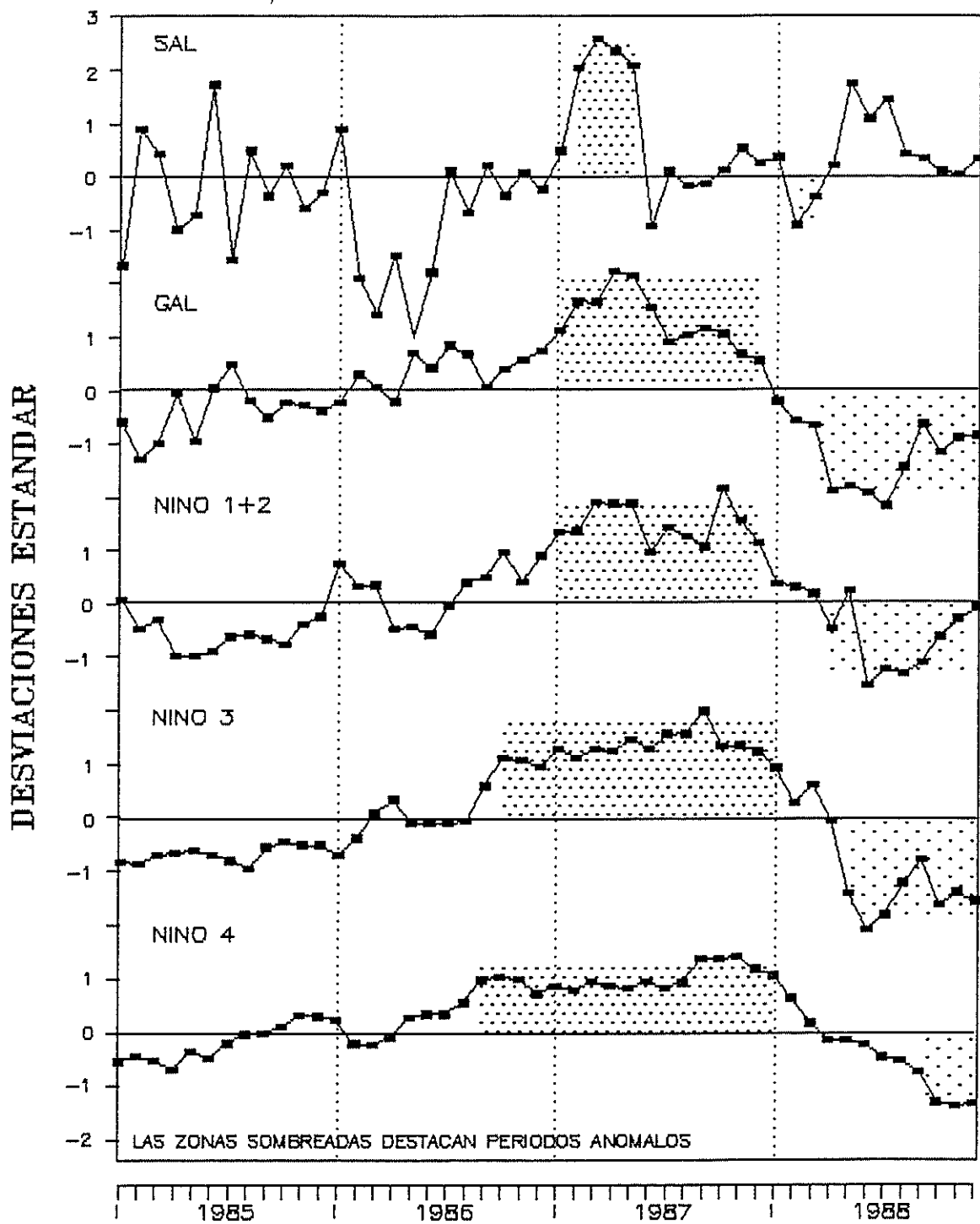


FIGURA 8.-



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

### INDICES DE NMM

DESVIACIONES ESTANDAR

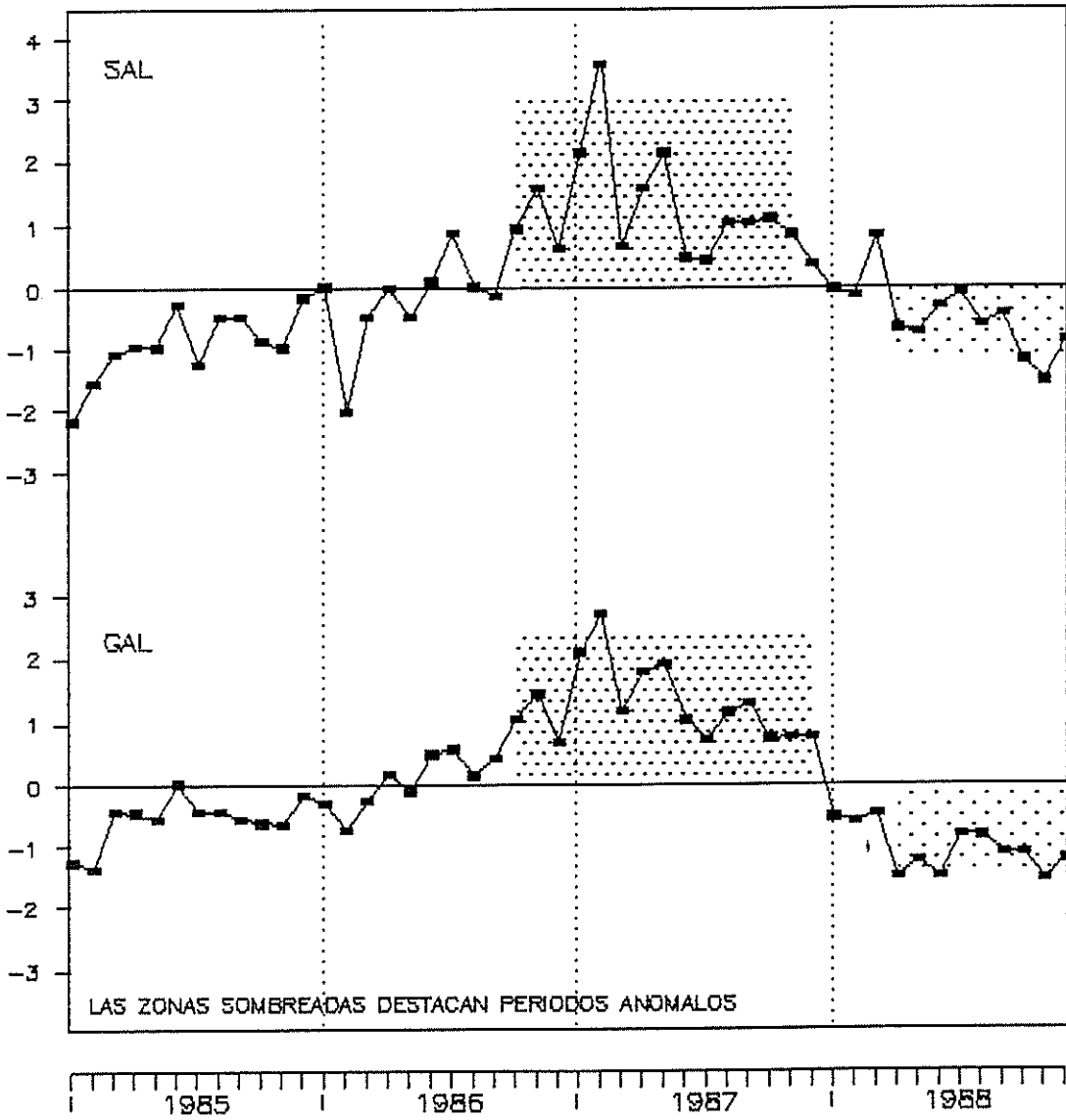


FIGURA 9.-

# INDICES DE VIENTO ZONAL

(5°S - 5°N)

DESVIACIONES ESTANDAR

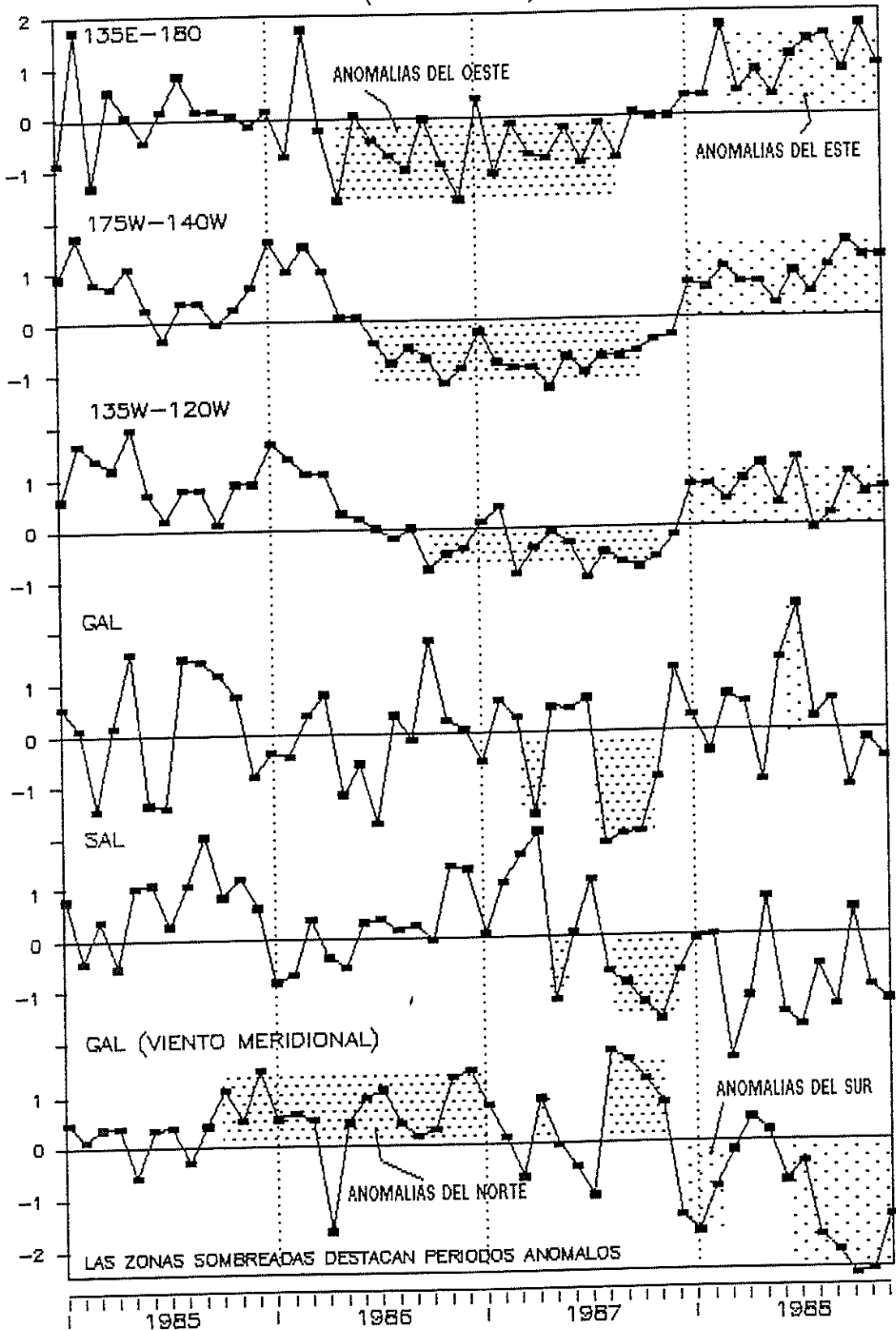


FIGURA 10.-

enmarcado dentro de las características climatológicas propias del área.

En lo que respecta a los índices de PSA (Figura 7), se observa que para el año 1985 y principios del 86, éstos se presentaron dentro de rangos de normalidad, aunque con tendencia hacia las anomalías positivas tanto en SAL como en GAL, mientras que Tahití (localizada en un centro de alta presión) se enmarcó más dentro de lo normal. Darwin (ubicada en el sector del centro de baja presión del Hemisferio Sur) presentó una situación gobernada por las anomalías negativas, especialmente durante el primer semestre del 85 (año considerado por algunos investigadores como Anti-El Niño). A partir de Agosto del 86 las estaciones SAL, GAL y Tahití presentan una situación Pre-Niño, puesto que hay un cambio en las anomalías hacia valores negativos (excepto en Octubre) que superan una desviación estandar, situación que continúa durante 1987 en pleno El Niño hasta aproximadamente el mes de Septiembre. Luego a partir del mes de Marzo de 1988, compatible con la situación Anti-El Niño, las anomalías se vuelven positivas en las tres estaciones, no así en Darwin, que como es lógico, presenta un comportamiento opuesto tanto en 1987 como en 1988.

A través de este análisis visual se observa que SAL y GAL presentan grandes similitudes con Tahití, sugiriendo la

posibilidad de emplear un índice de presión atmosférica SAL-Darwin o GAL-Darwin, en vez del comúnmente usado Tahití-Darwin, como un indicador más representativo de cambios atmosféricos en la región ecuatoriana.

La figura 8 presenta los índices de TSM, pudiéndose comprobar que la estación SAL no es un buen indicador, pues muestra mucha variabilidad local, no así la estación GAL que se comporta de manera compatible con los demás índices de TSM. Se aprecia en esta figura la presencia del Anti-El Niño de 1988 a partir del mes de Marzo y que al contrario de El Niño las anomalías térmicas se manifiestan inicialmente en el Pacífico Oriental, para continuar luego hacia el Occidental.

Las anomalías locales de NMM (Figura 9) se comportan en forma similar a las anomalías locales de TSM, pudiéndose remarcar aquellas de 1985, 1988 y 1986-87, donde se observan, en los dos primeros casos un descenso del nivel del mar y en el último un aumento, tal como ocurre en años Anti-El Niño y ENOS, respectivamente.

Por otro lado, los índices de viento zonal (Figura 10) muestran una larga etapa pre-ENOS de anomalías negativas durante 1986 en el Pacífico occidental, presentando períodos pre-ENOS cada vez más cortos hacia el Pacífico Oriental. Es interesante mencionar además las significativas anomalías



positivas observadas durante 1985 y principios de 1986, algunas veces superiores a aquellas encontradas en 1988. Se observa además que SAL y GAL se presentan muy variables no presentando una tendencia definida a nivel zonal. No así en lo que respecta a nivel meridional en la estación GAL en que se observa un largo período pre-ENOS de vientos con anomalías hacia el sur y fuertes anomalías hacia el norte durante el período Anti-El Niño en 1988.

Se puede concluir del análisis de los índices que éstos muestran señales precursoras de el ENOS durante 1986 no así del no-ENOS de 1988-89, y que 1985 puede ser considerado como un año frío o tal vez Anti-El Niño.

## 3.2 RESULTADOS DEL ANALISIS ESPECTRAL

### 3.2.1 TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR

El espectro de TSM en SAL (Figura 11) muestra picos significativos en las frecuencias correspondientes a 15.2, 7.2 y 5.6 días. Bandas espectrales no muy definidas, pero con algo de energía son observadas en los períodos de alrededor 100, 55 y 32 días.

El espectro de TSM en GAL (Figura 12) exhibe energía en las frecuencias correspondientes a 20 días y en las bandas de 35

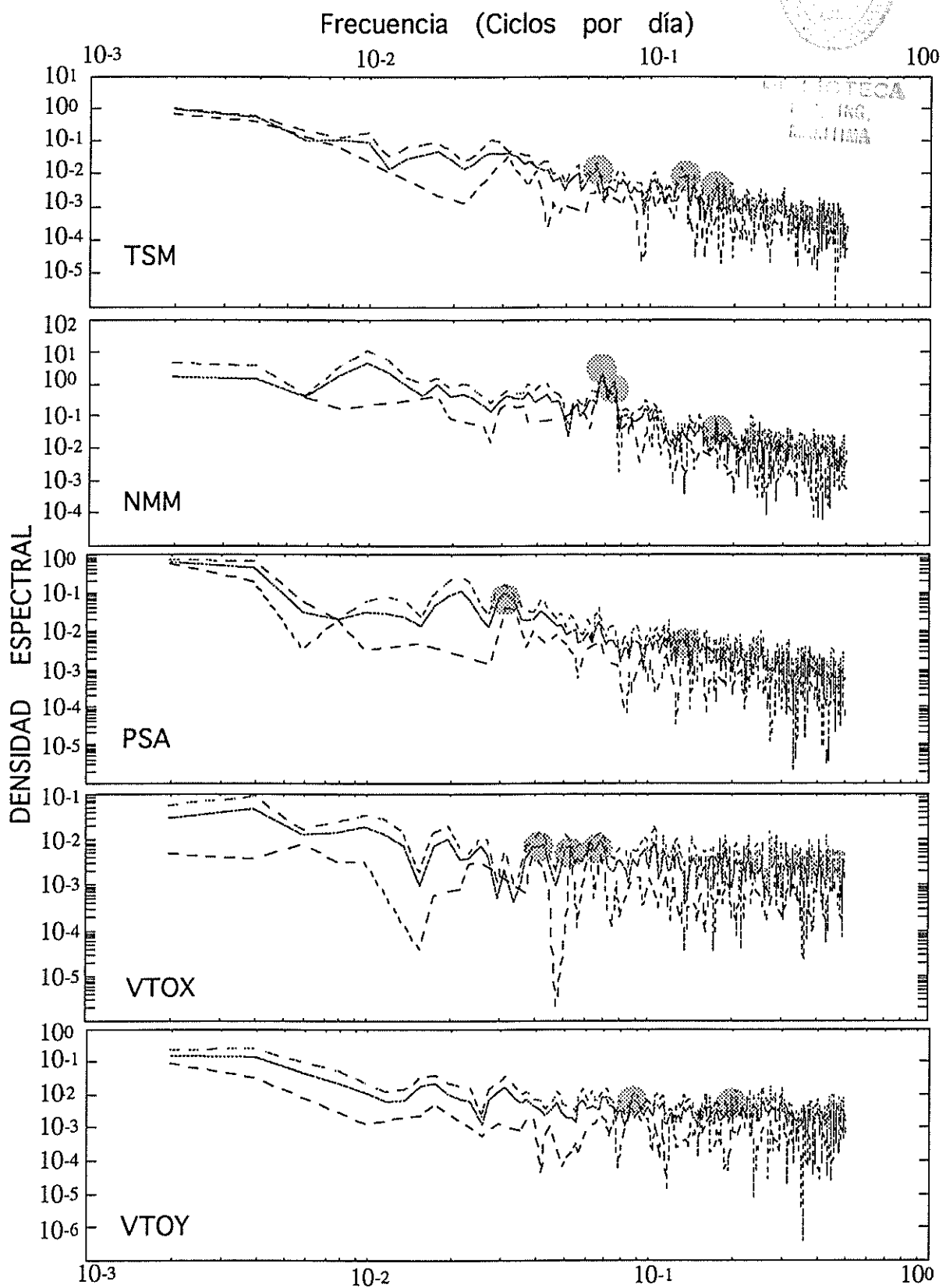
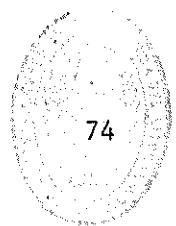


FIGURA 11.- DENSIDAD ESPECTRAL DE LOS PROMEDIOS DIARIOS EN SAL. Las unidades de densidad espectral son: (°C)<sup>2</sup>/cpd para TSM, cm<sup>2</sup>/cpd para NMM, mb<sup>2</sup>/cpd para PSA, (ms<sup>-1</sup>)<sup>2</sup>/cpd para VTOX y VTOY.

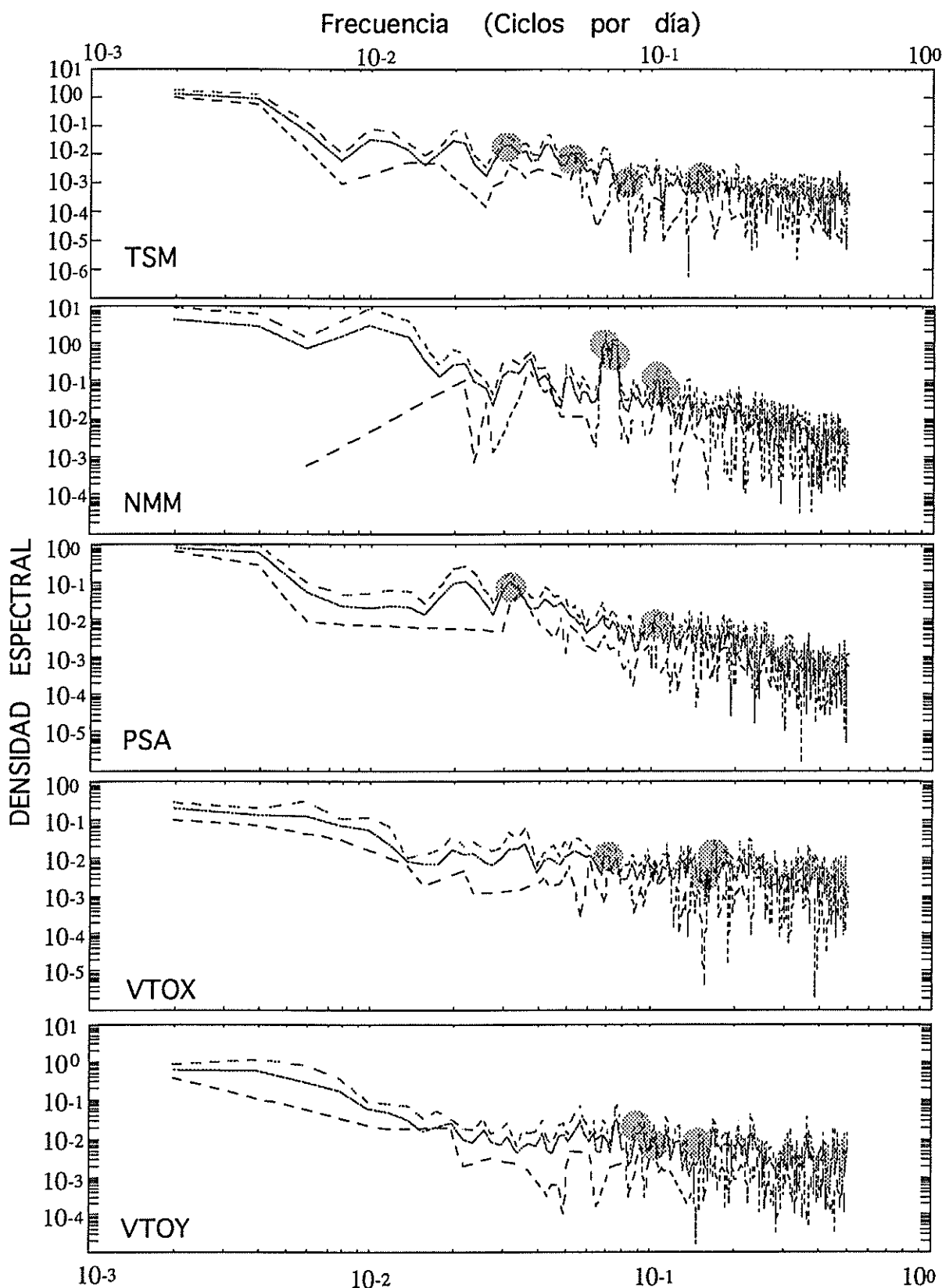
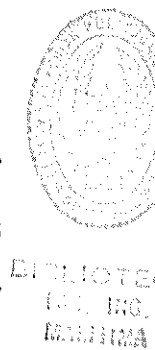


FIGURA 12.- DENSIDAD ESPECTRAL DE LOS PROMEDIOS DIARIOS EN GAL. Las unidades de densidad espectral son:  $(^{\circ}\text{C})^2/\text{cpd}$  para TSM,  $\text{cm}^2/\text{cpd}$  para NMM,  $\text{mb}^2/\text{cpd}$  para PSA y  $(\text{ms}^{-1})^2/\text{cpd}$  para VTOX y VTOY.

a 26, 13.2 a 12 días y 6.5 a 6.0 días. Al igual que en el anterior espectro, en las frecuencias más bajas, se observan dos bandas espectrales no muy definidas, pero que parecen poseer energía, las mismas que están ubicadas alrededor de 100 y 50 días.



### 3.2.2 NIVEL MEDIO DEL MAR

En el espectro de NMM en SAL (Figura 11), el pico más sobresaliente se encuentra en la frecuencia localizada en 14.5 días, el siguiente pico significativo es el que corresponde a 13.7 días, también se observa un tercer pico en 5.6 días. Tal como sucedió en el espectro de TSM de SAL, una banda no muy destacada y centrada alrededor de 100 días parece poseer gran cantidad de energía, lo mismo sucede con aquella ubicada entre los 51 y 26 días, aunque ésta presenta menos cantidad de energía que la anterior banda. En GAL (Figura 12), resulta de igual manera destacable los picos localizados en 14.5 y 13.7 días.

En GAL, se presentan otros dos picos bien diferenciados el uno del otro, los mismos que están ubicados en 9.5 y 8.8 días. En este espectro también se encuentran bandas espectrales no muy definidas en las frecuencias más bajas; así, pueden ser

observados un pico centrado en los 50 días y una banda localizada entre los 34 y 23 días.

### 3.2.3 PRESION ATMOSFERICA A NIVEL DEL MAR

Los espectros de PSA (Figuras 11 y 12) en las dos estaciones son muy similares; así, en ambos se observa una banda que parece contener gran energía centrada entre 50 a 55 días. También se presenta un pico muy energético alrededor de los 32 días y una banda energética centrada en la frecuencia correspondiente a los 7 días. Sin embargo, el espectro en GAL muestra un pico muy definido en 9.5 días, que no se observa en el espectro de SAL.

### 3.2.4 COMPONENTE ZONAL DEL VIENTO

El espectro de la componente de viento zonal en SAL (Figura 11) presenta varios picos espectrales localizados en las frecuencias correspondientes a la banda de 26 a 22 días, en los 20 días y en la banda de 15.8 a 14.7 días. Al igual que en los espectros de TSM y NMM de esta estación, se observa que hay energía presente en la frecuencias correspondientes a 100 y 55 días. También se puede observar un pico en 32 días que se presenta en forma no muy clara, debido a la poca resolución de los intervalos de confianza en esa frecuencia.

En GAL (Figura 12), a pesar que se puede apreciar que existe energía en las más bajas frecuencias, no se destaca ningún pico, aunque si se observa dos picos situados en 28 y 23 días enmascarados en bandas no muy definidas. Sin embargo, si se destaca la banda de 15 a 12.9 días y dos picos bien diferenciados y pocos espaciados el uno del otro en las frecuencias que corresponden a 5.9 y 5.7 días.

### 3.2.5 COMPONENTE MERIDIONAL DEL VIENTO

El espectro de SAL (Figura 11) tiene dos picos que se destacan entre los demás, los mismos que corresponden a frecuencias localizadas en 11 y 5.8 días. Existe un poco de energía en la banda centrada en los 55 días y en aquella localizada entre 31 a 25 días.

En GAL (Figura 12), se observa una banda no muy definida localizada entre 22 a 16 días, así como tres picos significativos situados en las frecuencias que corresponden a 10.5, 9.5 y 6.2 días.

### 3.3 RESULTADOS DE LAS FUNCIONES EMPIRICAS ORTOGONALES

#### 3.3.1 ANALISIS DE LOS MODOS POR ESTACION

Una vez aplicada la técnica de Funciones Empíricas Ortogonales a las series de tiempo, se elaboró la Tabla III, donde se muestra un resumen del resultado de las FEO en las estaciones SAL y GAL

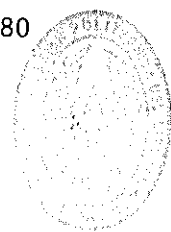
Es importante recordar que el objetivo de las FEO es encontrar la menor cantidad de modos que expliquen la mayor cantidad de varianza posible, por lo que se va a considerar como significativos aquellos modos que expliquen un 80 % de la varianza total de cada arreglo.

Siguiendo el criterio anterior y analizando los resultados de las FEO, se puede observar que, el primer modo es el que explica la mayor varianza tanto para GAL (56.58 %) como para SAL (39.69 %). Este modo tiene mayor amplitud en GAL (2.83) que en SAL (1.98). Sin embargo, en los siguientes modos, las amplitudes en SAL son mayores que las de GAL (Figura 13).

En GAL, el modo 1, principalmente; así como el modo 2 (Figura 13) y en menor medida el modo 3 suman la mayor varianza posible (56.58, 20.47 y 10.36 por ciento,

Tabla III.- Resumen del Análisis de las Funciones Empíricas Ortogonales. Resultados por estación

Estación	Modo	Eigenvector	Varianza %	Sumatoria Varianzas	TSM	NMM	Ponderancias		
							PSA	VTOX	VTOY
SAL	1	1,98	39,69	39,69	56,34	23,76	57,85	23,34	37,16
	2	1,17	23,34	63,03	1,04	44,37	7,73	34,43	29,16
	3	0,76	15,22	78,25	18,96	12,81	0,15	36,49	7,68
	4	0,58	11,57	89,82	2,98	18,06	14,07	2,06	20,67
	5	0,51	10,18	100	20,68	0,99	20,2	3,67	5,33
GAL	1	2,83	56,58	56,58	78,66	58,7	70,54	26,22	48,78
	2	1,02	20,47	77,05	4,54	21,48	2,75	54,53	19,08
	3	0,52	10,36	87,41	0,22	2,64	0,01	19,05	29,84
	4	0,38	7,69	95,1	0,25	11,45	24,71	0,1	1,96
	5	0,24	4,9	100	16,33	5,73	2	0,1	0,34





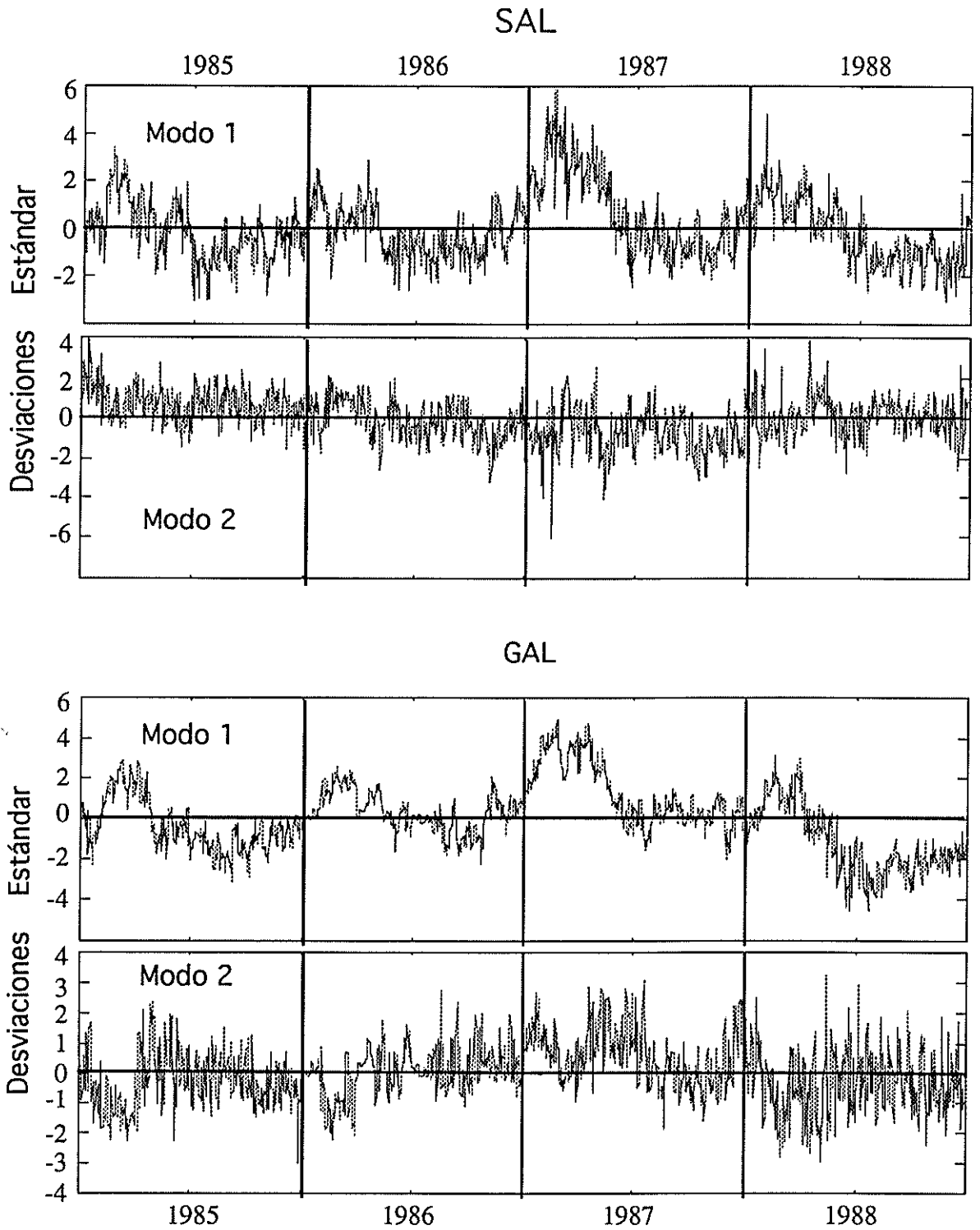


FIGURA13.- SERIES DE TIEMPO DE LOS MODOS.



respectivamente). En el caso del modo 1 las mayores ponderancias están repartidas principalmente en la TSM (78.66) y en la PSA (70.54) y en menor grado en el NMM (58.70), VTOY (48.78) y VTOX (26.22). El modo 2 está relacionado principalmente con las series que no muestran un ciclo anual claro: el VTOX (54.53) y en menor medida con el NMM (21.48) y el VTOY (19.08), siendo pocos importantes la TSM y la PSA, a diferencia del modo 1 donde estas dos variables presentan las mayores ponderancias. El modo 3 está relacionado con los vientos, principalmente con el VTOY (29.84) y en menor medida con el VTOX (19.05). Sin embargo, este modo parece no ser muy importante puesto que las ponderancias son bajas.

A pesar que el modo 4 y 5 aportan poca varianza, es destacable, si se comparan con las ponderancias de las otras variables del mismo modo, la obtenida por la PSA en el modo 4 (24.71 %) y por la TSM en el modo 5 (16.33).

El comportamiento de SAL, es similar al presentado en GAL. Los modos más significativos son el modo 1 (39.69 %) y el 2 (23.34 %) (Figura 13); los modos 3, 4 y 5, aunque en menor medida (15.22, 11.57, 10.18 %, respectivamente) contribuyen en porcentajes similares a la varianza total. Las ponderancias del modo 1 sigue un comportamiento parecido al de este mismo modo en GAL, así, las mayores ponderancias están

relacionadas principalmente a la PSA (57.85 %), a la TSM (56.34 %) y en menor medida al VTOY (37.16 %), NMM (23.76 %) y VTOX (23.34 %). El segundo modo en esta estación es muy similar al de GAL, estando relacionado con el NMM (44.37 %), VTOX (34.43 %) y en menor medida con el VTOY (29.16 %). El modo 3 está relacionado principalmente con el VTOX (36.49 %) y en menor medida con la TSM (18.96 %) y el NMM (12.81 %). El modo 4 está relacionado con el VTOY (20.67 %), con el NMM (18.06 %), y con la PSA (14.07 %). En el modo 5 son importantes por igual la TSM (20.68 %) y la PSA (20.2 %).

### 3.3.2 ANALISIS DE LOS MODOS POR VARIABLES

En todas las variables la amplitud del primer modo es mayor que la del segundo (Tabla IV). El modo 1 es más significativo en las series de TSM (71.75 %), NMM (83.53 %) y PSA (96.13%). En las series de VTOX tanto el modo 1 (56.50 %) como el 2 (43.50 %) son significativos. De la misma manera, los VTOY siguen el anterior comportamiento y tanto el modo 1 como el 2 son importantes (65.82 y 34.17 %, respectivamente).

Las ponderancias están igualmente repartidas en las dos estaciones, por lo que con este segundo análisis de las FEO no se puede sacar información adicional.

**Tabla IV.- Resumen del Análisis de las Funciones Empíricas Ortogonales. Resultados por variable**

Variable	Modo	Eigenvector	Varianza %	Varianza acumulativa	Ponderancias	
					Salinas	Galápagos
TSM	1	1,44	71,75	71,75	71,75	71,75
	2	0,57	28,25	100	28,25	28,25
NMM	1	1,67	83,53	83,53	83,53	83,53
	2	0,33	16,47	100	16,47	16,47
PSA	1	1,92	96,13	96,13	96,13	96,13
	2	0,08	3,87	100	3,87	3,87
VTOX	1	1,13	56,5	56,5	56,5	56,5
	2	0,87	43,5	100	43,5	43,5
VTOY	1	1,31	65,82	65,82	65,82	65,82
	2	0,68	34,18	100	34,17	34,17



### 3.4 AUTOESPECTROS DE LOS MODOS

Siendo el objetivo principal de las FEO encontrar la menor cantidad de nuevas variables que expliquen la mayor varianza posible, además de la variabilidad común de cada arreglo, se determinó en base al análisis realizado en 3.3.1 que en ambas estaciones los modos 1 y 2 eran significativos, por lo que los restantes fueron descartados.

El análisis de las FEO determinó cual modo es estadísticamente más significativo; por otro lado, mediante el cálculo de las ponderancias se llegó a determinar que variables están relacionadas con esos modos. Sin embargo, es necesario discriminar si los modos, que matemáticamente resultaron significativos, responden a una realidad física, ya que, "significancia estadística no garantiza necesariamente significancia física" (Wallace, 1972), puesto que pueden responder a algún ruido presente en la serie original o simplemente presentar significancia estadística sin responder a ningún fenómeno real de la naturaleza.

Por otro lado, hay que considerar que cada modo es considerado como una estructura específica de una onda y describe un fenómeno físico determinado, por tanto es necesario efectuar análisis posteriores más completos para determinar cual es el agente físico que está interviniendo en el modo.

Para discriminar si la significancia de los modos es estadística o real y para determinar cuál es el fenómeno físico que representa cada modo, se calculó, en cada estación, el espectro de los dos modos significativos obtenidos con las FEO. Con este análisis se determinaron las frecuencias espectrales energéticas o significativas y se las relacionó con las frecuencias de ondas ecuatoriales.

### 3.4.1 SAL

#### Modo 1

En SAL (Figura 14) el pico más significativo está localizado en la frecuencia correspondiente a 32 días, el mismo que fué observado con anterioridad en todos los gráficos espectrales de SAL, ya sea en forma de pico (en el espectro de PSA), o como bandas (en los espectros de TSM, NMM y VTOY). En el espectro de VTOX, este pico no fué observado en forma muy clara, sin embargo ya que las EOF extraen la variabilidad común, se esperaría que una oscilación con período de 32 días esté presente en todas las series, e inclusive en los vientos zonales.

El orden de magnitud de las ponderancias puede ser entendido en función del orden de importancia de la variable en el proceso físico que está representando el modo, ó que este proceso físico está afectando a las variables en proporción directa al porcentaje de ponderancia de cada una de ellas. Si

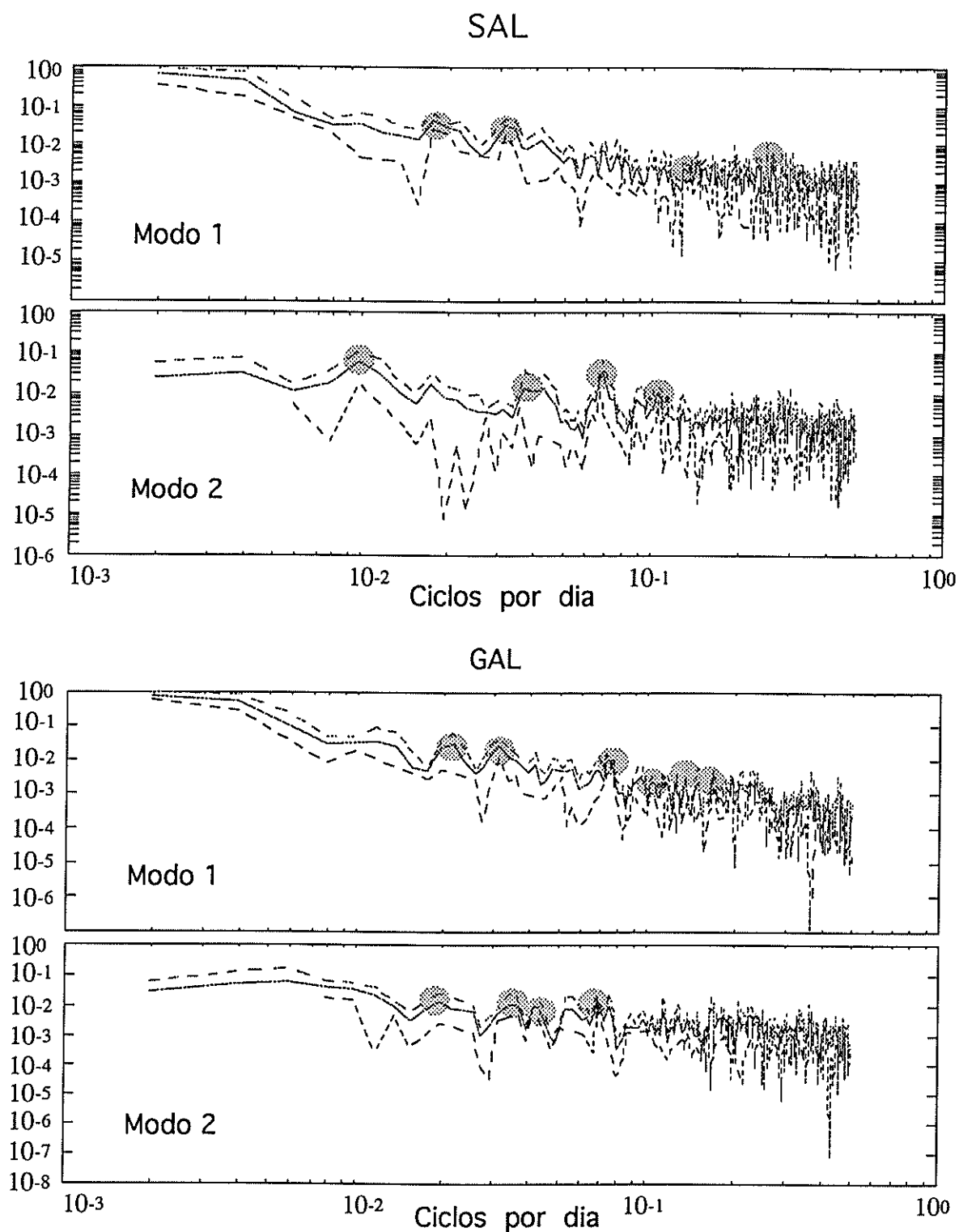


FIGURA 14.- DENSIDAD ESPECTRAL DE LOS MODOS. (La densidad espectral de los modos es adimensional).



esto es cierto, de acuerdo a la tabla III, se esperaría que la señal de 32 días (señal más fuerte en este modo) se presente en forma más clara en la PSA y en la TSM, que en el VTOY y mucho menos clara en el NMM y en el VTOX, lo que efectivamente sucede. Lo anterior puede ser verificado en los gráficos espectrales de las series.

La segunda oscilación común corresponde a la de 55 días, la misma que en el espectro se encuentra en forma de banda centrada en este período. Esta onda también fué encontrada en forma de bandas en casi todos los espectros de las series.

Es destacable, también la presencia, entre 7.5 a 6.8 días de una banda energética, en la que estaría resumida la energía que se presentó en la mayoría de los espectros individuales de esta estación.

Resulta interesante, la presencia de una oscilación en 4.0 días que no fué observada en los espectros individuales de SAL.

## Modo 2

La frecuencia más destacable en el espectro del modo 2 en SAL es la que corresponde a 14.5 días. Coherente con las ponderancias de este modo, esta oscilación estaría relacionada con el NMM; alrededor de este pico bien definido se localizó



una banda muy energética localizada entre 16.7 y 14.7 días, similar a lo encontrado en el espectro de VTOX (Figura 14).

Se destaca un segundo pico en 9 días, y si se considera que el anterior está relacionado con el NMM, este podría estarlo con los vientos zonales. Sin embargo, este pico no es observado en los espectros de las series originales, a pesar que se esperaría encontrarlo en el espectro de VTOX.

Es destacable, una banda centrada alrededor de 100 días, la misma que fué observada aunque no muy definida principalmente en los espectros de TSM, NMM y VTOX.

Se encontró otra banda centrada en los 25 días, esta señal se encontró más fuerte en el espectro del viento zonal.

### 3.4.2 GAL

#### Modo 1

Se encontró una banda ancha centrada en un pico alrededor de 50 días. Coherente con el valor de las ponderancias, este pico fué más evidente en los espectros de TSM y PSA, disminuyendo su definición en forma paulatina en los espectros de NMM, VTOY y VTOX (Figura 14).



En los 32 días se encontró un segundo pico significativo de tanta energía como el anterior. Cabe señalar que este pico se destacó en los espectros de PSA y TSM (especialmente en el primero) y se observó en forma de banda en el espectro de NMM, aunque no se destacó en los espectros de VTOX y VTOY.

Se encontró un tercer pico significativo localizado en la frecuencia correspondiente a 13.7 días, el mismo que se observó como pico muy significativo en el espectro de NMM, y como banda en el correspondiente a VTOX.

Un cuarto pico energético fué encontrado en 9.5 días, similar a los encontrados en los espectros de NMM, PSA y VTOY

Los últimos dos picos se encontraron en las frecuencias que corresponden a los períodos de 7.0 y 5.6 días, los mismos que fueron encontrados principalmente en los espectros de TSM y PSA.

## Modo 2

Este modo presenta frecuencias energéticas en 50, 28, 23 y 14.5 días (Figura 14).

La onda de 50 días es común en forma de banda a los espectros de TSM, NMM y PSA, pero no se encuentra definido en los espectros de VTOX y VTOY.

La oscilación de 28 días es común en los espectros de: TSM (en forma de banda), NMM y VTOX (en ambos se observa un pico dentro de una banda energética no muy definida) pero no se observa ni en el espectro de VTOY ni en el de PSA.

La oscilación de 23 días puede observarse en los espectros de VTOX y NMM en forma de pico dentro de bandas no muy definidas.

El espectro del modo 2 en la frecuencia correspondiente a 14.5 días es coherente con los espectros de NMM y VTOX.

### 3.5 ESPECTROS CRUZADOS

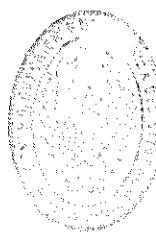
Se calcularon espectros cruzados de las variables entre estaciones, por ejemplo: NMM entre GAL y SAL, para determinar relaciones entre las dos estaciones (Figura 15). El espectro cruzado de TSM mostró poca coherencia, no así el de NMM que presentó alta coherencia especialmente en las frecuencias más bajas, un aspecto similar se observó en el de PSA, los  $0^\circ$  de fase revelaron que las oscilaciones que están afectando a la presión son regionales, éste especialmente mostró alta coherencia en las frecuencias menores a

0.25 cpd (períodos mayores a 4 días). Con respecto a los vientos se observó que en las más altas frecuencias hubo más coherencia en los vientos zonales mientras que en las más bajas frecuencias la coherencia fué mayor en los vientos meridionales

También se calcularon espectros cruzados entre variables; así el realizado entre VTOY y NMM de SAL reveló que en los períodos 32, 50 y 55 días (observados en el modo 1 de SAL y GAL) había coherencia significativa, sugiriendo un forzamiento atmosférico local.

No se encontró coherencia entre el NMM y vientos en las oscilaciones de 100 y 25 días (presentes en el modo 2 de SAL y GAL), por lo que no parecen estar forzadas atmosféricamente.

A pesar que la oscilación de 28 días del modo 2 de GAL, coincide con el período de la Componente Media Mensual (Mm), los espectros cruzados de NMM no presentan coherencias significativas en este período. Sin embargo, si se encuentra en el espectro cruzado de PSA, esto indicaría que esta oscilación está influenciada atmosféricamente.



BIBLIOTEC  
FAC. ING.  
MANTENA

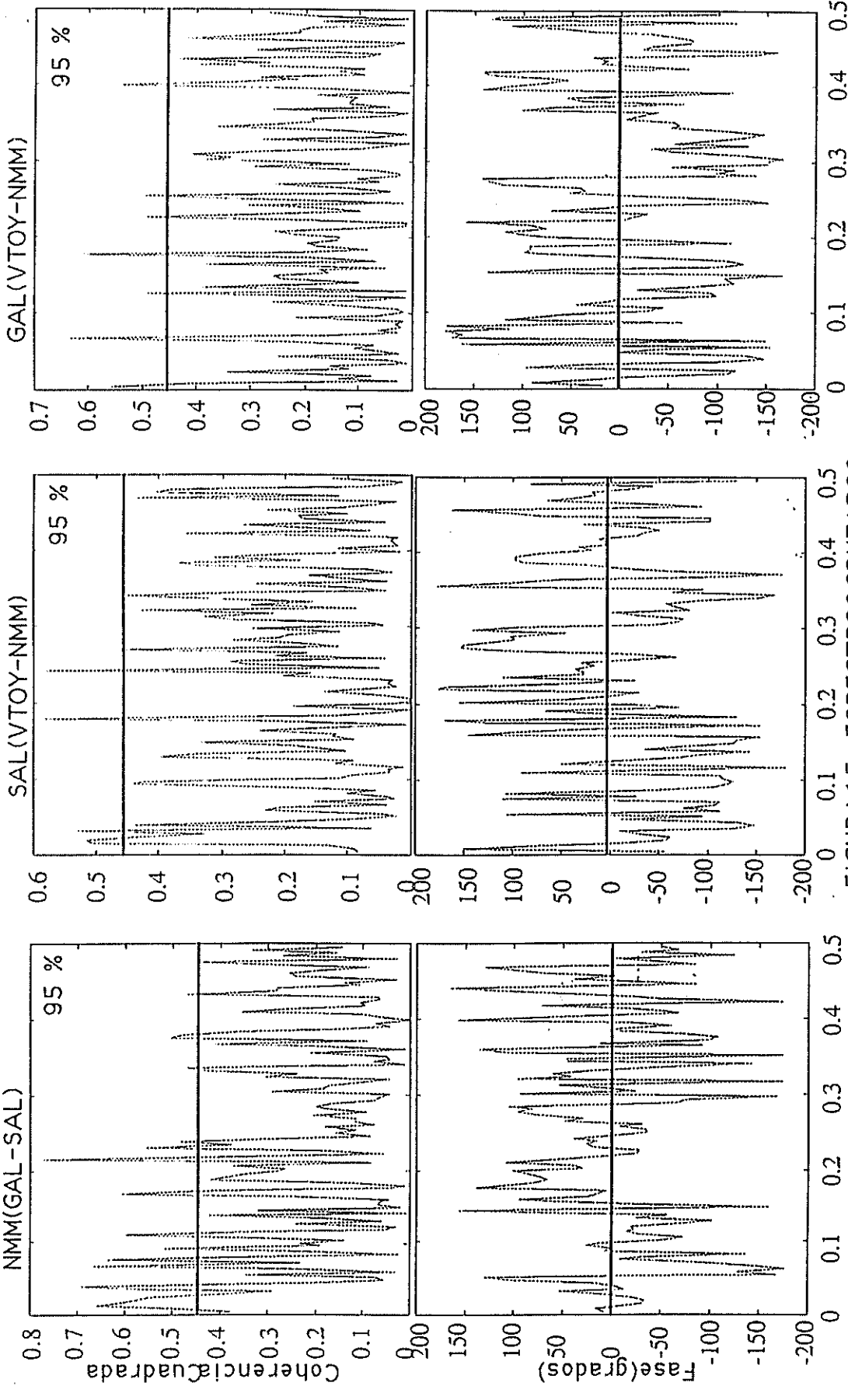


FIGURA 15.-ESPECTROSCRUZADOS

(cpd)

## CAPITULO IV

### DISCUSION GENERAL

#### 4.1 DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

- 1.- El aspecto más destacable en las series de tiempo del modo 1 de SAL y GAL, es la presencia de un ciclo anual. Ya que el modo 1 representa la variabilidad común, se deduce que el ciclo anual es el primer aspecto en común en las series de SAL y GAL, aunque no sea evidente visualmente o no esté bien definido en algunas series (por ejemplo, en los vientos de GAL), ya que en ellas parecen estar presentes oscilaciones interanuales que no se pueden detectar con el período de este análisis. Las ponderancias son coherentes con este aspecto, e indican que este modo está más relacionado con la TSM y con la PSA, que son las variables cuyo ciclo anual es más evidente.

En tales modos se destaca el evento ENOS de 1987; y sólo en GAL, un período frío que es coherente con el evento Anti-El Niño, que se presentó en la región del Pacífico Tropical en 1988. Lo anterior sugiere que GAL es mejor indicador de lo que sucede en términos generales en el Pacífico, por lo menos en lo que a eventos fríos se refiere.

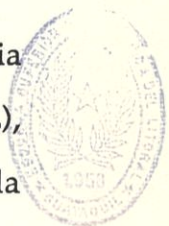


- 2.- El hecho que las ponderancias de los vientos, tanto zonales como meridionales, así como la del NMM sean las más importantes en el modo 2 de SAL y GAL, significa que algunas oscilaciones oceánicas están siendo forzadas atmosféricamente por algún proceso de vientos local o remoto.
- 3.- En los modos 1 y 2 de SAL y GAL se observan oscilaciones de períodos menores al anual, que luego de realizado el análisis coinciden con los períodos de las ondas ecuatoriales.
- 4.- Las oscilaciones de 55 y 50 días presentes en el modos 1 de SAL y modo 1 de GAL, respectivamente, se enmarcan dentro del período de las ondas Kelvin intraestacionales de 30 - 60 días encontradas entre otros por Spillane et al. (1987) y Enfield (1987). Esta oscilación fué observada en el espectro cruzado entre VTOY y NMM de SAL, sugiriendo un forzamiento atmosférico.
- 5.- La oscilación de 32 días detectada en el modo 1 de SAL y en el modo 1 de GAL, se ajusta al rango de períodos de una onda Kelvin o a una onda Rossby-gravedad. Sin embargo, el hecho que en el espectro cruzado de NMM (entre GAL y SAL) esta oscilación se presente en fase ( $0^\circ$ ) indica no sólo que se está presentando al mismo tiempo en las dos estaciones, sino que su velocidad de fase es infinita (no así la propagación de energía) sugiriendo una onda Rossby-gravedad (Cornejo, 1987). Esta oscilación parece estar

forzada atmosféricamente ya que también se observa coherente en los espectros cruzados de VTOX (entre GAL y SAL) y PSA (entre GAL y SAL). El espectro cruzado realizado entre PSA y VTOX de SAL arrojó una fase negativa ( $130^\circ$ ) sugiriendo que responden a un mismo forzamiento, presentándose primero en el VTOX y después en la PSA. También se observa coherencia significativa en el espectro cruzado entre VTOY y NMM de SAL, de esto se deduce que en esta frecuencia, el océano está atmosféricamente forzado por los vientos meridionales. Tal circunstancia podría estar relacionada a cambios de vientos alisios del Pacífico oeste (Enfield, 1987).

- 6.- En el modo 2 de SAL y modo 2 de GAL, la oscilación de 100 días, coherente en el espectro cruzado de NMM (entre GAL y SAL); y la de 25 días, coherente en los espectros cruzados de NMM (entre GAL y SAL) y PSA (entre GAL y SAL), ambas en fase, sugieren la presencia de ondas Kelvin (en la región del Pacífico suroriental la onda Kelvin tiene predominancia en los períodos mayores a 2 semanas. Enfield, 1987). No se encontró evidencia de esta oscilación en ningún espectro cruzado de vientos, por lo que no parecen estar forzadas localmente por la atmósfera. Los espectros cruzados que presentaron coherencia significativa en estas frecuencias señalan que SAL y GAL están en fase, sugiriendo que este proceso oceánico local o remoto está ocurriendo a la vez en GAL y en SAL.





BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

- 7.- La oscilación de 28 días (Modo 2 en GAL) sólo presenta coherencia significativa con el espectro cruzado de PSA (entre GAL y SAL), presentándose en fase ( $0^\circ$ ). Esta oscilación parece ser influenciada atmosféricamente.
- 8.- La oscilación de 23 días presente en el modo 2 de GAL, sólo se presenta coherente en el espectro cruzado de NMM, la fase de  $0^\circ$ , indicaría que se trata de una onda Rossby-gravedad.
- 9.- Una de las oscilaciones más energéticas del modo 2 de SAL y GAL es la que tiene un período de 14.5 días, y corresponde a la Componente Lunisolar Quincenal de las Mareas (Msf). Este modo está reflejando la gran energía de esta componente en el NMM. La oscilación de 13.7 días presente en el modo 1 de GAL, corresponde a la Componente Lunar Quincenal (Mf), que por el espectro cruzado de NMM se observa está actuando en fase ( $0^\circ$ ) en las dos estaciones.
- 10.- La presencia en el modo 2 de SAL, de energía en los 9.0 días, puede representar la onda Rossby-gravedad de 7 a 9 días o una onda Kelvin de 8-10 días. Sin embargo, la ausencia de ella en los autoespectros de vientos o NMM, así como la presencia en el espectro cruzado de NMM sugieren que es una onda Rossby-gravedad sin forzamiento atmosférico local (Luther, 1973). En el espectro cruzado de NMM, esta onda se presenta en fase, lo que significa que se presenta al mismo tiempo tanto en SAL como en

GAL (Enfield, 1987 señaló que en períodos de 1 a 2 semanas las ondas Rossby-gravedad dominan sobre las ondas Kelvin).

- 11.- Las oscilaciones de 5.6 a 7.5 días parecen estar relacionadas a las ondas Rossby-gravedad, ya que investigaciones anteriores sugieren que las ondas con períodos cercanos a 7 días que se presentan en el área tropical responden a oscilaciones atmosféricas Rossby-gravedad. (Luther, 1973)
  
- 12.- La oscilación de 4 días observada en el espectro del modo 1 de SAL, parece responder a la presencia de las oscilaciones atmosféricas globales de 4 a 6 días, ya establecidas por Madden y Julian (1972-1973) y encontradas a lo largo de todo el Pacífico desde 60 °N hasta 60 °S.

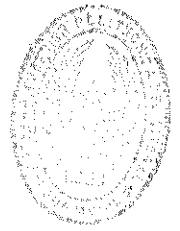


INSTITUTO DE OCEANOGRÁFIA  
Y GEOGRAFÍA MARÍTIMA

## 4.2 RECOMENDACIONES

- 1.- Ajustes matemáticos entre los modos y las ecuaciones de las ondas ecuatoriales podrían ser efectuados para determinar estructuras meridionales de ondas, similar a lo realizado por Ripa y Hayes (1981) durante 1979. Para esto se necesitaría establecer mediciones sinópticas en puntos del Archipiélago de las Islas Galápagos lo suficientemente distanciados en latitud, como para hacer un estudio efectivo del comportamiento meridional de las ondas ecuatoriales.
- 2.- Algo similar puede ser efectuado en el continente. Análisis de Funciones Empíricas Ortogonales puede ser aplicado a series de tiempo de promedios diarios en varias estaciones del continente y Galápagos, para establecer modos de variabilidad común en baja frecuencia (días a semanas). Silva (1992) realizó un trabajo similar para oscilaciones con períodos entre 2 meses y 1.5 años.
- 3.- Estudio de ondas ecuatoriales pueden ser efectuados aprovechando registros de olígrafos y correntómetros, correlacionándolos con registros de mareógrafos y de variables atmosféricas.
- 4.- Uno de los efectos más evidentes del paso de una onda Kelvin en cualquier región del océano, es la depresión de la termoclina y el

aumento en la temperatura superficial del mar, por tanto, estudios de ondas ecuatoriales deberían ser aplicados aprovechando las estaciones fijas subsuperficiales cercanas al continente (registros periódicos de temperatura del mar en una columna de agua).



BIBLIOTECA  
FAC. C.I.  
MANABÍ

## BIBLIOGRAFIA

1. ATLAS METEOROLOGICO DEL MAR ECUATORIANO, INOCAR, 1992
2. BRINK K. H., A comparison of long coastal trapped wave theory with observations off Peru, J. Phys. Ocean., Vol. 12, No. 8, 1983, 897-913 p.
3. CANE M. A. y Y. Du Penhoat, The effects of islands on low frequency equatorial motions, J. Mar. Res., Vol. 40, No. 4, 1982, 937-962 p.
4. CARDIN, V., Análisis espectral de la interacción vientos-ondas en la provincia de Manabí, Tesis de Grado, ESPOL, 1989.
5. CLIMATE DIAGNOSTICS BULLETIN, Climate Analysis Center, Agosto 1989, Enero 1986, Enero 1987, Enero 1988, Enero 1989.
6. CORNEJO-RODRIGUEZ M.P., Estudio estadístico de un registro analógico de olas, Tesis de Grado, ESPOL, 1984.
7. CORNEJO-RODRIGUEZ M.P., Propagation and forcing of high frequency sea level variability in the eastern equatorial Pacific, Tesis de Masterado, Oregon State University, 1987.

8. CORNEJO-RODRIGUEZ, M.P. y D.B. Enfield, High frequency sea level variability along the west coast of South America, *J. Geophys. Res.*, 1987, Vol., 92 , 1987, 14323-14334 p.
9. CORNEJO-RODRIGUEZ M. P., Climatic variability of the coast of Ecuador, Fall Meetings AGU, Presentación póster, San Fransisco, 1989.
10. CORNEJO-RODRIGUEZ M. P., El papel de las ondas internas en el océano Pacífico tropical, sin publicar, II Curso Latinoamericano sobre variabilidad climática y su impacto ambiental , Chile, 1991.
11. CORNEJO-RODRIGUEZ, M. P., Recetas de análisis espectral, ESPOL, Guayaquil, 1993, 1-40 p.
12. CHISWELL, S. M., D. R. Watts y M. Wimbush, Inverted echo sounder observations of zonal and meridional dynamic height variability in the eastern equatorial Pacific during the 1982-83 El Niño, *Deep Sea. Res.*, Vol. 34, 1987, 313-327 p.
13. ENFIELD D. B., Annual and non seasonal variability of monthly low-level wind fields over the southeastern tropical Pacific, *Monthly Weather Review*, 1981, Vol. 109 (10).
14. ENFIELD D.B., M. P. Cornejo-Rodriguez, R. L. Smith y P.A. Newberger. The equatorial source of propagating variability along the

- Peru coast during the 1982-1983 El Niño, *J. Geophys. Res.*, 1987, Vol. 92 (C13).
15. ENFIELD D. B., The intraseasonal oscillation in the eastern Pacific sea levels: How is it forced?, *J. Phys. Ocean.*, 1987, Vol. 17, 1860-1876 p.
  16. ERIKSEN C., Wind-generated equatorial Kelvin waves observed across the Pacific ocean, *J. Phys. Ocean.*, Vol. 13, 1983, 1622-1640 p.
  17. GILL, A. E., Atmosphere-ocean dynamics, International Geophysics Series, Volume 30, Academic Press Inc., New York, 1982, 429-449 p.
  18. HULBURT H. E., A numerical simulation of the onset of El Niño, *J. Phys. Ocean.*, Vol. 6, No. 5, 1976, 621-631 p.
  19. JENKINGS G. M. y D. G. Watts, Spectral analysis and its applications, Holden-Day, 1968, Caps. 1, 2, 5, 6, 7, 8.
  20. KNOX R.A. y D. Halpern, Long range Kelvin wave propagation transport variations in Pacific ocean equatorial currents, *J. Mar. Res.*, Vol. 40, supplement, 1982, 329-339 p.
  21. LUTHER, D. S., Observations of long period waves in the tropical oceans and atmosphere, Tesis de Doctorado, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, 1980.



BIBLIOTECA  
INIO  
MARITIMA

22. McCREARY J., Eastern tropical ocean response to changing wind systems: with Application to El Niño, *J. Phys. Ocean.*, Vol. 6, Sept. 1976, 632-645 p.
23. MORRISON D. F., *Multivariate statistical methods*, McGraw-Hill Book Company, 1967, Cap. 8, 266-299 p.
24. MUSMAN S., Sea height wave form in equatorial waves and its interpretation, *J. Geoph. Res.*, Vol. 94, No. C3, 1989, 3303-3309 p.
25. PHILANDER, S. G., El Nino, La Niña, and the Southern Oscillation, *International Geophysics Series, Volume 46*, Academic Press Inc., San Diego, 1990, 103-131 p.
26. RIPA P. y S. P. Hayes. Evidence for equatorial trapped waves at the Galápagos Islands, *J. Geophys. Res.*, 1981, Vol., 86, 6509-6516 p.
27. SILVA G., Análisis de la variabilidad climática de la zona costera ecuatoriana utilizando componentes principales, Tesis de Grado, ESPOL, 1992.
28. SPILLANE M.C., D. B. Enfield y J. S. Allen. Intraseasonal Oscillations in sea level along the west coast of the Americas, *J. Phys. Ocean.*, 1987, Vol. 17 (3).



29. WALLACE J. M., Empirical orthogonal representation of time series in the frequency domain. Part I: Theoretical considerations, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 11, No. 6, 1972, 887-892 p.
30. WALLACE J. M., Empirical Orthogonal Representation of Time Series in the Frequency Domain. Part II: Application to the study of tropical wave disturbances, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 11, No. 6, 1972, 887-892 p.
31. WHITE W. B. , Y. He. y S. E. Pazan, Off-Equatorial westward propagating Rossby waves in the tropical Pacific during the 1982-83 and 1986-87 ENSO events, *J. Phys. Ocean.*, Vol. 19, 1989, 1397-1406 p.
32. WUNSCH C. y A. E. Gill., Observations of equatorially trapped waves in the Pacific sea level variations, *Deep-Sea Res.*, 1976, Vol. 23, 371-390 p.
33. YOON J-H, Effects of islands on equatorial waves, *J. Geophys. Res.*, Vol., 86, No. C(11), 1981, 10913-10920 p.



BIBLIOTECA  
FAC. ENG.  
MARÍLIA