

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA
ESCUELA SUPERIOR DE CIENCIAS MARINAS

CORRIENTES COSTERAS FRENTE A SALINA CRUZ, OAXACA.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
O C E A N O L O G O

PRESENTA:

ARNOLDO VALLE LE VINSON

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA MEXICO, SEPTIEMBRE DE 1985.

A LA MEMORIA DE MI PADRE

A MI MADRE

A MIS HERMANOS: ALEJANDRO, ARMANDO Y ANA MARIA

A TODA LA FAMILIA, A LILIANA Y A MIS AMIGOS.

A TODOS ELLOS, POR SU APOYO Y CARIÑO

AGRADECIMIENTOS.

Le agradezco al Dr. Antoine R.F. Badan Dagon por la direcci3n de este trabajo y sus consejos valiosos para la elaboraci3n del mismo. Al M.C. Luis Gustavo Alvarez S3nchez por sus comentarios acertados y su apoyo. Al Oc. Ren3 de la Paz Vela, al Dr. Miguel Lav3n Peregrina, al Oc. Armando Trasviña Campos y al Oc. Modesto Ortiz Figueroa por sus indicaciones en la realizaci3n de este. A los Oc. Reginaldo Durazo Arvizu y Jorge Ram3rez Hern3ndez y a la Srta. Granados por su gran ayuda en la elaboraci3n de los programas de graficado y s3mbolos empleados. A mi hermano Armando a quien debo la ejecuci3n de las ilustraciones.

Corrientes Costeras frente a Salina Cruz, Oaxaca.

Palabras claves: circulación costera, Tehuantepecano, esfuerzo del viento, velocidades, gradientes de presión.

Resumen.

Se describe cualitativamente el comportamiento hidrodinámico frente a la costa de Salina Cruz, Oaxaca, a partir de una serie corta de observaciones de dirección e intensidad de viento y de mediciones Lagrangeanas de la corriente durante los días 11-16 de octubre de 1982. Para ello, se utiliza un modelo analítico lineal que toma en cuenta el balance entre las velocidades promediadas con la profundidad, los gradientes laterales de presión, el esfuerzo superficial del viento y la fricción del fondo.

El viento presentó una dirección Norte perpendicular a la costa con variaciones de $\pm 60^\circ$ y una intensidad fuerte entre 8 y 17 m.s^{-1} ; el esfuerzo debido a este agente, se parametrizó con una ley cuadrática de arrastre, en contraste a como se hizo con el esfuerzo del fondo para el cual se utilizó una relación lineal que incluye un coeficiente r que tiene unidades dimensionales de velocidad. El modelo empleado calcula los gradientes de elevación de la superficie del mar (gradientes de presión, $\partial \xi / \partial n$) observándose valores típicos del orden de 10^{-6} y una dominancia del que es perpendicular a la costa con respecto al paralelo a ella en casi un orden de magnitud. El área puede dividirse en dos secciones de acuerdo a su comportamiento dinámico, separadas por una línea imaginaria al sur de Punta Ventosa. A la izquierda de la línea, el movimiento de la masa de agua está generado principalmente por el gradiente de presión a lo largo de la costa a manera de una corriente recuperadora de la deficiencia de agua en la superficie. Dicha deficiencia es originada por un arrastre hacia el Sur que existe en la otra sección, a la derecha de la línea, donde el esfuerzo del viento juega el papel mas importante en el movimiento.

INDICE

| | |
|-------------------------------------|-----|
| Lista de Figuras y Tablas | iii |
| Lista de Literales Empleadas | v |
| 1.- Introducción | 1 |
| 2.- Antecedentes | 3 |
| 2.- Observaciones | 13 |
| 4.- Descripción de Resultados | 16 |
| 5.- Teoría | 31 |
| 6.- Aplicación del Modelo | 43 |
| 7.- Discusión | 49 |
| 8.- Conclusiones | 52 |
| 9.- Recomendaciones | 54 |
| 10.-Referencias | 56 |

LISTA DE FIGURAS Y TABLAS

página

- Figura 1.- Localización del Area de Estudio. 4
- Figura 2.- Imagen de satélite frente al Golfo de Tehuantepec el 15 de febrero de 1978. (El agua mas fría (zona mas clara en la fotografía) se debe a la surgencia inducida por el viento que atraviesa el Istmo de Tehuantepec. El giro grande tiene un diámetro de 280 km (Tomada de Stumpf y Legeckis, 1977). 6
- Figura 3.- Fotografía de satélite que muestra la reflectancia de la superficie del mar. 7
- Figura 4.- Situación climática típica que provoca vientos fuertes en los Golfos de México y Tehuantepec. 8
- Figura 5.- Esquema de la cruceta o cuerpo de deriva utilizado. 13
- Figura 6.- Componentes de la velocidad del viento en $m.s^{-1}$ para el anemógrafo de tierra y el anemómetro del barco del 11 al 16 de octubre de 1982. 17
- Figura 7.- Coeficientes de arrastre en la superficie por el esfuerzo del viento. 20
- Figura 8.- Esfuerzo del viento en $Dinas.cm^{-2}$ del 11 al 16 de octubre de 1982. 22
- Figura 9a.- Trayectorias de los flotadores en la primera serie de mediciones, 12 de octubre de 1982. 23
- Figura 9b.- Trayectorias de los flotadores para la tercera serie de mediciones, 14 de octubre de 1982. 24

| | |
|---|----|
| Figura 9c.- Trayectorias de los flotadores en la cuarta serie de mediciones, 15-16 de octubre de 1982. | 25 |
| Figura 10.- Esquema conceptual de corriente superficial con viento Norte (Tomada de Alvarez et al, 1983). | 28 |
| Figura 11.- Batitermogramas de dos estaciones frente a la costa de Salina Cruz. Octubre, 1982 (Tomada de Alvarez et al, 1983). | 30 |
| Figura 12.- Modelo esquemático de la zona costera. | 36 |
| Figura 13.- Relación entre el gradiente horizontal de presión ($\Delta p/\Delta n$) y la inclinación de una superficie isobárica ($\Delta \xi/\Delta n$). | 41 |
| Tabla 1.- Variables hidrodinámicas (componente Este-Oeste) para cada serie de mediciones ($\times 10^{-6}$). | 46 |
| Tabla 2.- Variables hidrodinámicas (componente Norte-Sur) para cada serie de mediciones ($\times 10^{-6}$). | 47 |

LISTA DE LITERALES EMPLEADAS

| | |
|-------|--|
| a | constante de Charnock = 0.0185 |
| C_D | coeficiente de intercambio de momentum (arrastre) en la superficie |
| C_d | coeficiente de intercambio de momentum en el fondo |
| C_1 | coeficiente de arrastre de la pantalla del flotador ≈ 1.2 |
| C_2 | coeficiente de arrastre del tubo señalador ≈ 1 . |
| D | diámetro del tubo señalador del flotador |
| f | parámetro de Coriolis |
| F_1 | fuerza de arrastre del agua sobre el flotador |
| F_2 | componente de la fuerza de arrastre del viento sobre el tubo señalador |
| Fr | número de Froude |
| h | longitud del tubo expuesta a la acción del viento |
| H | profundidad |
| k | constante de von Kármán = 0.4 |
| l | longitud de uno de los lados de la lámina del flotador = 1.2 m. |
| L | longitud típica de movimiento |
| r | coeficiente de resistencia en el fondo (0.01-0.1 cm.s^{-1}) |
| Ro | número de Rossby |
| u | componente Este-Oeste de la velocidad de la corriente |
| U | componente Este-Oeste de la velocidad de la corriente promediada verticalmente |
| v | componente Norte-Sur de la velocidad de la corriente |

| | |
|----------------|--|
| V | componente Norte-Sur de la velocidad de la corriente promediada verticalmente |
| \bar{V} | vector velocidad de la corriente |
| $ \bar{V} $ | magnitud de la velocidad de la corriente |
| Va | velocidad inducida por el arrastre del viento (velocidad relativa entre flotador y agua) |
| Vc | velocidad de la corriente |
| Vr | velocidad resultante o del cuerpo de deriva |
| W | magnitud de la velocidad del viento |
| w ₁ | componente Este-Oeste de la velocidad del viento |
| w ₂ | componente Norte-Sur de la velocidad del viento |
| θ | ángulo de inclinación del tubo señalador con respecto a la vertical |
| \varnothing | latitud de las observaciones |
| ξ | elevación de la superficie del mar |
| ρ | densidad promedio del agua de mar = 1.027 gr.cm^{-3} |
| ρ_a | densidad del aire = $1.02 \times 10^{-3} \text{ gr.cm}^{-3}$ |
| τ_b^x | esfuerzo del fondo en dirección E-W |
| τ_b^y | esfuerzo del fondo en dirección N-S |
| τ_s^x | esfuerzo del viento (de superficie) en dirección E-W |
| τ_s^y | esfuerzo del viento en dirección N-S |
| Ω | velocidad angular de la Tierra |
| \bar{V} | operador nabla que indica gradiente |

1.- Introducción.

El viento es un importante agente motriz de las corrientes marinas sobre la plataforma continental (Allen, 1980). La componente longitudinal a la costa del viento suele ser dominante con respecto a la componente perpendicular, debido a la presencia de la costa como una frontera natural, que por sus accidentes orográficos actúa como barrera al paso de los vientos. Por otra parte, la barrera costera también actúa sobre las corrientes marinas, anulándose allí el flujo perpendicular a ella. Por tales razones los vientos paralelos a la costa resultan mas comunes y mas efectivos que los vientos normales como agentes de forzamiento (Csanady, 1980). Sin embargo, los vientos perpendiculares a la costa también tienen cierta importancia en este respecto, siempre y cuando sean lo suficientemente fuertes ($> 10 \text{ m.s}^{-1}$). Redfield y Miller (1957) sugieren que este tipo de vientos son indudablemente importantes al afectar los niveles del mar costero y las corrientes máximas en un evento especial como un huracán. En algunos lugares del mundo la configuración orográfica costera permite o promueve la presencia de vientos fuertes normales a la costa. Estos resultan de un interés particular porque la hidrodinámica costera que inducen es muy diferente a la que generalmente se observa.

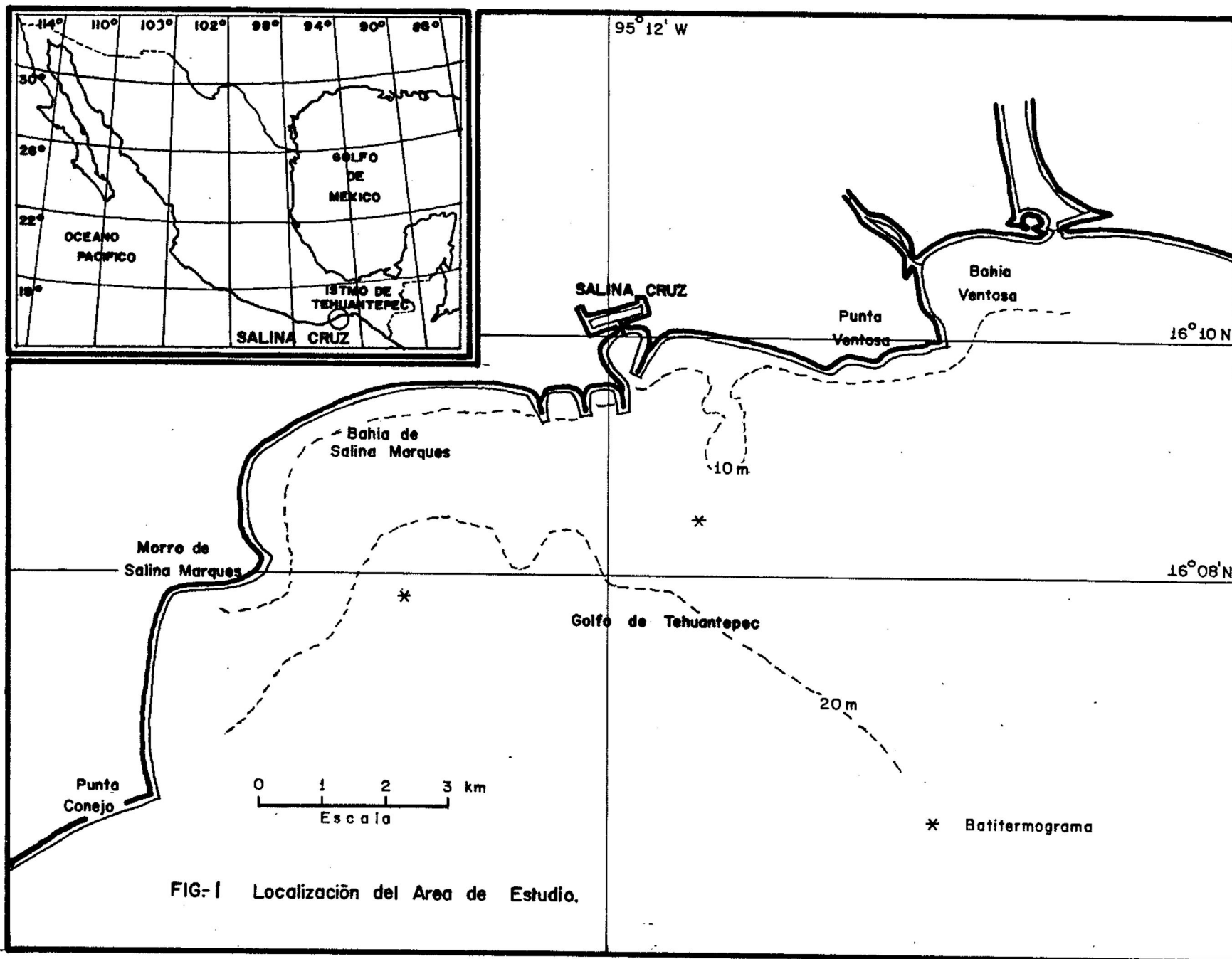
El propósito de este trabajo es evaluar el comportamiento hidrodinámico frente a Salina Cruz, Oaxaca, durante un 'Tehuantepecano' que es un evento de viento fuerte del Norte ($10-20 \text{ m.s}^{-1}$) perpendicular a la costa, que se origina por el paso de los vientos del Golfo de México al de Tehuantepec, intensificándose al atravesar la Sierra Madre del Sur (Roden, 1961). La motivación proviene de que la circulación oceánica en la franja adyacente a la costa cuya profundidad es inferior a 30 m y, que frente a Salina Cruz es del orden de 5 km de ancho, suele presentar efectos de factores motrices remotos y locales, en combinación con efectos topográficos locales que pueden ser preponderantes. Por ello, el estudio adecuado de esta región requiere de mediciones detalladas en escalas del orden de 0.5 a 10 km, que resuelva adecuadamente las escalas de mayor varianza. Con tal fin, se utilizan observaciones de dirección e intensidad del viento y mediciones lagrangeanas de la corriente, realizadas durante el periodo del 11 al 16 de octubre de 1982 por medio de anemómetro y flotadores libres. Los datos fueron reportados por Alvarez et al (1983) y se utilizan para evaluar el balance integrado verticalmente que existe entre las velocidades, los gradientes laterales de presión, el esfuerzo del viento en la superficie y la fricción del fondo.

2.- Antecedentes.

La costa en la región de Salina Cruz, Oaxaca, está orientada en dirección Oeste-Este y se localiza en el extremo noroeste del Golfo de Tehuantepec (fig.1). Este representa la margen inmediatamente al sur del Istmo de Tehuantepec, una interrupción de la Sierra Madre al sur de México, que en su zona mas estrecha, tiene aproximadamente 200 km de extremo a extremo (Roden, 1961). En esta área, la elevación máxima de las montañas es de solamente unos 250 m sobre el nivel del mar, formando un hueco de casi 40 km que contrasta con las elevaciones típicas (~ 1000 m) de la Sierra Madre del Sur (Stumpf, 1975).

Las irregularidades notables en 20 km de línea de costa de la región de Salina Cruz están formadas por puntas y bahías con dimensiones típicas de 1 a 2 km (fig. 1). El fondo arenoso es de pendiente relativamente suave, particularmente al este del puerto, donde se alcanzan los 20 m de profundidad a 4 km de la costa. Al oeste del mismo, dicha profundidad se alcanza a 1 km. El morro de Salina Marqués y la Punta Ventosa, que definen las bahías de Salina Marqués y Bahía Ventosa, protegen ligeramente la costa oeste de dichas bahías de la acción de los vientos.

El Golfo de Tehuantepec (fig.1) constituye una zona de



estudio muy interesante porque presenta características poco comunes en relación a otras regiones del mundo, como es el viento perpendicular a la costa (en la mayoría de las costas sopla a lo largo de ella). Dicho viento viaja de un océano a otro (Atlántico al Pacífico) atravesando todo el Istmo de Tehuantepec y provoca cambios notables en las propiedades físicas del mar, por ejemplo, en la temperatura (fig.2), en la rugosidad de la superficie y por lo tanto en la reflectividad (fig.3). Así mismo, la orientación de la costa es Este-Oeste en contraste a la Norte-Sur que se encuentra generalmente en las costas del mundo. Por otra parte, el viento constituye un factor determinante en la circulación a escala del Golfo de Tehuantepec (~ 500 km).

La ocurrencia de vientos se distingue por dos épocas bien definidas. Entre noviembre y abril soplan vientos fuertes dominantes del Norte y se registra poca precipitación. Una situación meteorológica típica que lleva a la producción de vientos fuertes en el área de Tehuantepec durante esta época, es un anticiclón continental bien desarrollado, con su centro localizado sobre la parte media del estado de Texas, E.U. y que se extiende hacia el Sur en el Golfo de México. Esto provoca un influjo de aire frío de las llanuras norteamericanas y del NE (fig. 4). El movimiento hacia el Sur de este aire frío es detenido generalmente por las montañas altas del sur de México. Las características

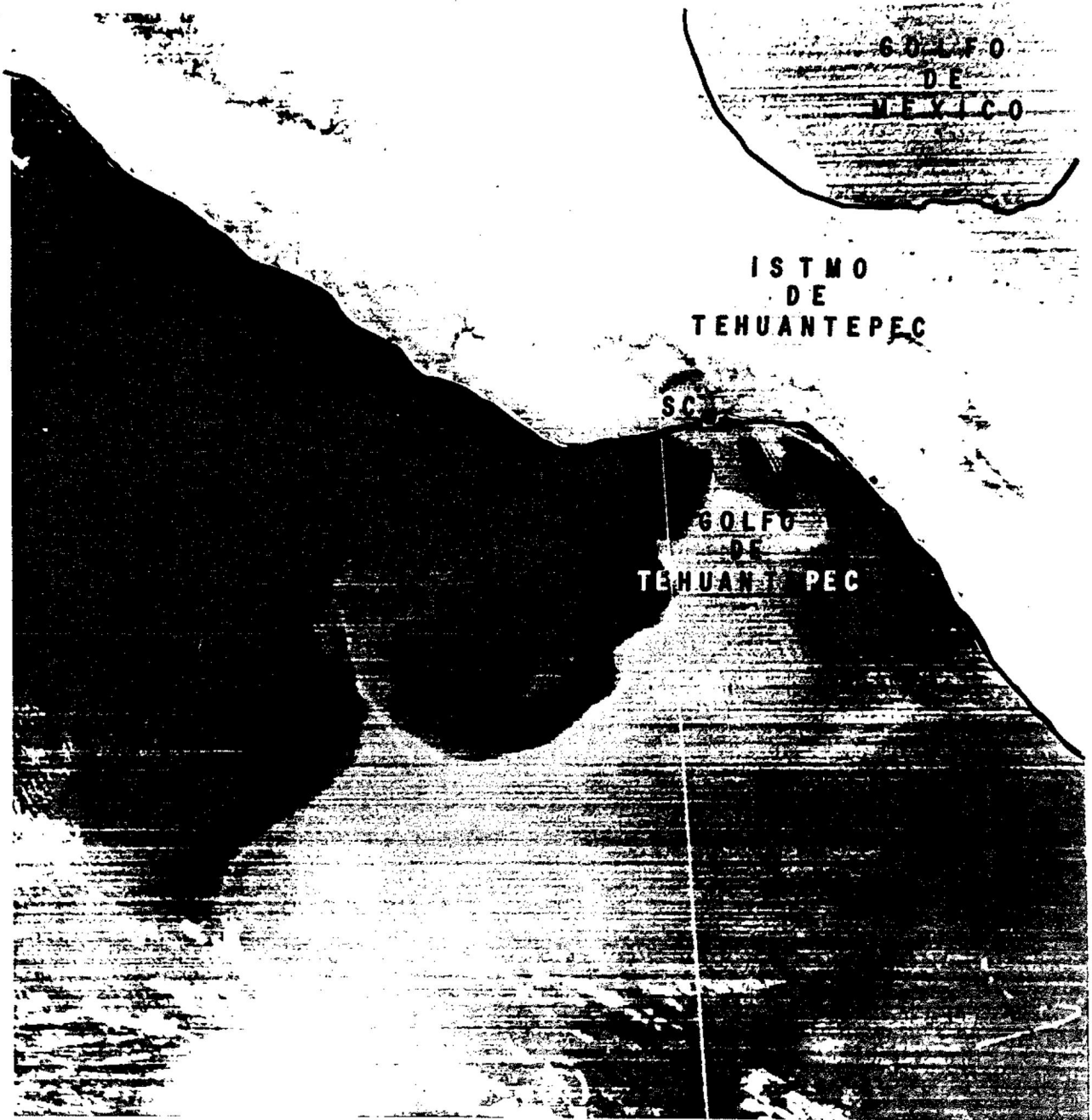


Figura 2.- Fotografía de satélite tomada el 5 de Febrero de 1978 en el área del Golfo de Tehuantepec. El agua con menor temperatura (parte clara) se debe a la surgencia inducida por el viento que cruza el Istmo de Tehuantepec. El giro grande tiene un diámetro de 280 km (tomada de Stumpf y Legeckis, 1977).

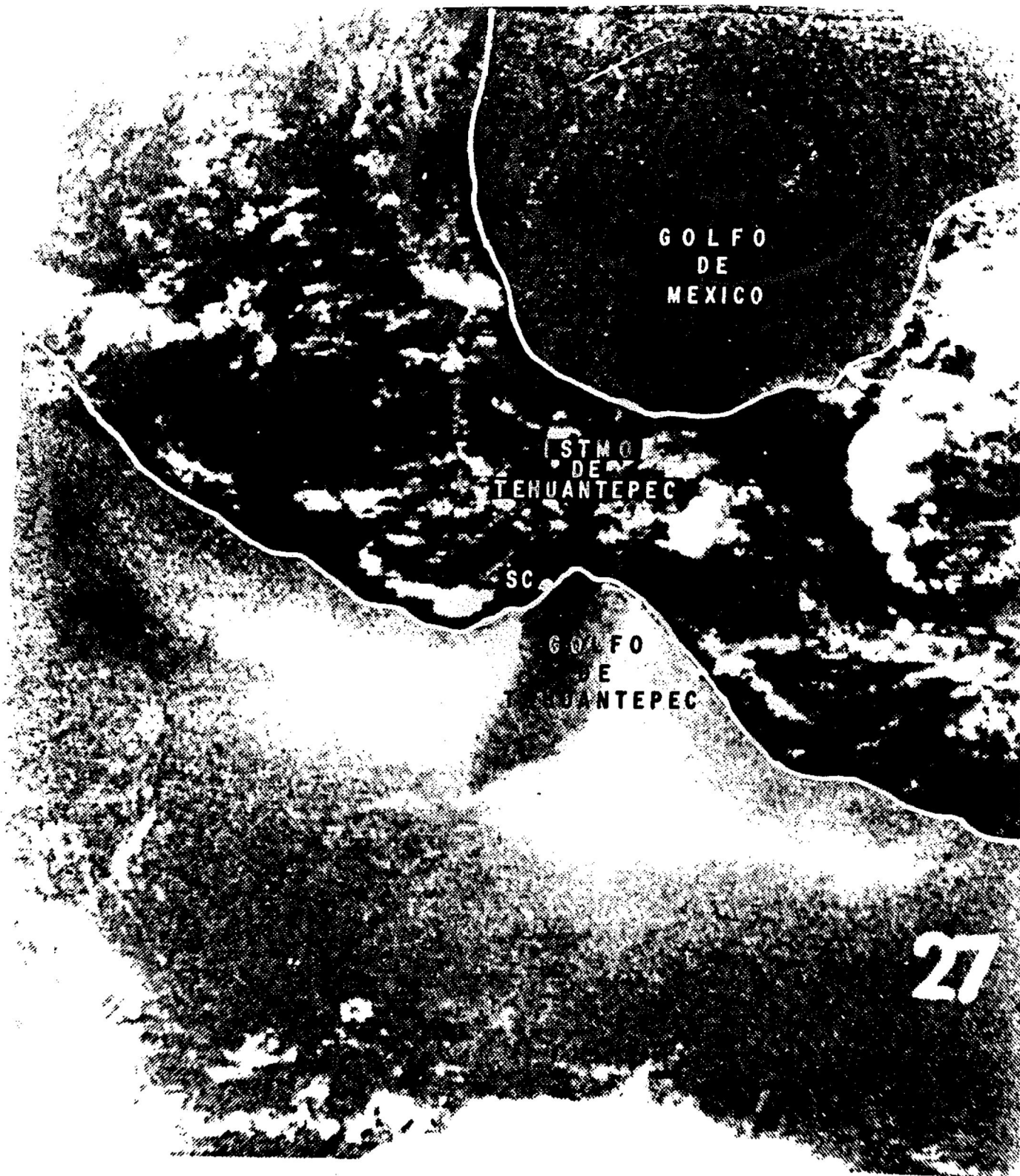
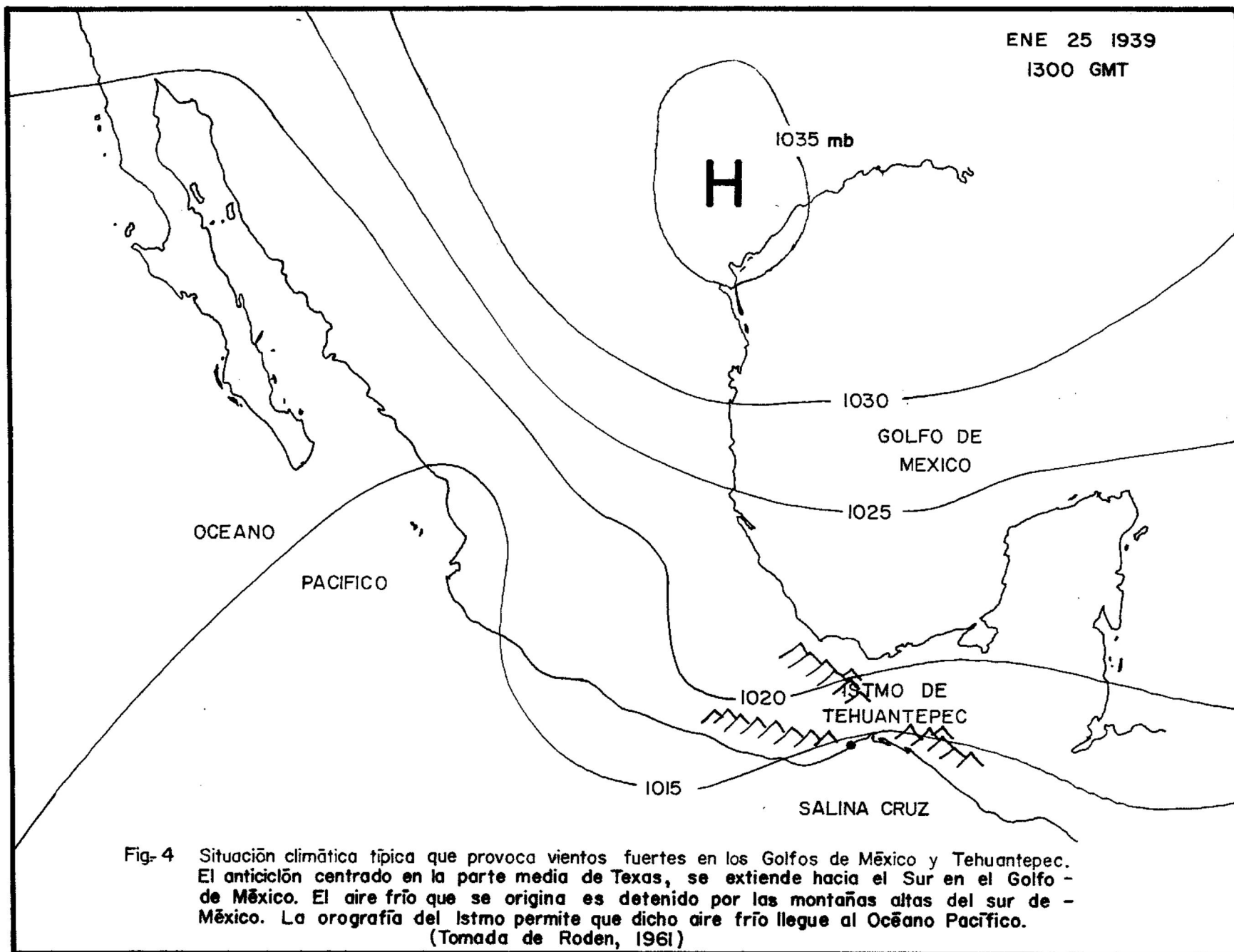


Figura 3.- Fotografía de satélite que muestra la reflectancia de la superficie del mar. Nótese la franja oscura que se extiende al sur del Golfo de Tehuantepec.



orográficas del Istmo de Tehuantepec permiten que el viento frío pase a través de él al Océano Pacífico y llegue hasta varios cientos de kilómetros mar adentro en el Golfo de Tehuantepec. Tales vientos fuertes y perpendiculares a la costa, conocidos localmente como 'Tehuantepecanos' o 'Tehuantepequeros', tienen intensidades medias de 10 m.s^{-1} y máximas por encima de los 20 m.s^{-1} (Stumpf, 1975). Provocan un desplazamiento de agua superficial hacia el Sur originando, posiblemente por compensación, una intrusión en la costa de agua subsuperficial y una succión lateral de agua a lo largo del chorro resultante. Por otra parte, los mismos vientos causan, por su intensidad, una mezcla considerable a lo largo del eje del viento. Estos dos últimos procesos son los responsables de una disminución importante en las temperaturas superficiales del Golfo de Tehuantepec, que puede ser de varios grados centígrados menor que la observada en cualquier otro lugar de la región frente al sur de México y Centroamérica y cuyo efecto es equivalente a una forma de surgencia costera (Roden, 1961). Durante el resto del año, dominan los vientos del Sur, y se registran frecuentes calmas o vientos con direcciones muy variables (Secretaría de Marina, 1974). En estas estaciones, las montañas cercanas a la costa occidental del Golfo de Tehuantepec desvían los vientos, haciendo variar su dirección entre Norte y Nor-noreste.

Existe poca variación de temperatura en el exterior del puerto de Salina Cruz, con valores entre 26.5 y 27.6 grados centígrados. Igualmente, la salinidad superficial varía poco y tiene un rango de 34.2 a 34.4 ‰ en el mes de enero (Secretaría de Marina, 1974). La distribución vertical de temperatura es muy uniforme, con diferencias de 0.5 grados centígrados como máximo (Secretaría de Marina, 1974). Es válido suponer que la capa mezclada se extiende hasta el fondo, a unos 30 m de profundidad, debida a los fuertes vientos que soplan de octubre a febrero.

Durante un Tehuantepecano, la rapidez de la corriente puede alcanzar los 100 cm.s^{-1} . Frente a Salina Cruz, la circulación costera es predominantemente hacia el Oeste (Wyrтки, 1965), pero se modifica localmente en esa época produciendo una circulación superficial hacia el Sur. A escalas espaciales mayores, del orden de cientos de km, esta corriente se dirige hacia el Este, invirtiendo su sentido cuando cesa la fuerza del viento y se tiende a restablecer una corriente hacia el Oeste con intensidad cercana a 30 cm.s^{-1} (Roden, 1961). Este mismo autor (1961) investiga la relación que existe entre los vientos y las temperaturas desde un punto de vista dinámico y estadístico. Señala, por un lado, que las surgencias en el Golfo de Tehuantepec están relacionadas con el rotacional del esfuerzo del viento lo que les confiere escalas espaciales de $\sim 500 \text{ km}$, y por el

otro, que existe una relación inversa entre las anomalías del viento y de la temperatura superficial tomadas cada 10 días. Stumpf (1975) detecta zonas de surgencia en la región del Golfo con el uso de imágenes de satélite y determina que, durante un Tehuantepecano, la surgencia se extiende hasta 500 km hacia el Sur, a consecuencia de una advección de agua a lo largo del eje del viento. Hace notar que la frontera occidental de la surgencia, que es bien precisa, coincide con la posición de la Cordillera Submarina de Tehuantepec, lo cual sugiere un control topográfico de los límites de la surgencia.

3.- Observaciones

Los datos utilizados en el presente trabajo fueron obtenidos durante una campaña oceanográfica a la región adyacente al puerto de Salina Cruz, Oax., entre el 11 y el 16 de octubre de 1982 a bordo del B/O 'El Puma'. Esta se realizó con el objeto de reunir una información de base sobre viento y corrientes superficiales cercanas a la costa en una escala típica de 10 km. En forma simultánea a las operaciones en el barco, se midió el viento mediante un anemógrafo de registro continuo instalado en el extremo sur de la refinería de PEMEX y se digitalizó la intensidad y la dirección cada 15 minutos. Durante el tiempo en que se midieron corrientes, se anotó el viento registrado por el anemómetro a bordo, a intervalos también de 15 minutos. Se midió la corriente superficial mediante flotadores libres (modo Lagrangeano) equipados con reflector de señales de radar para detectarlos con el radar de banda S ($\lambda = 10$ cm) de 'El Puma'. Los elementos de arrastre de los flotadores utilizados consistieron de cruces de deriva contruidos con lámina negra calibre 16, de 1 por 1.2 m de área transversal (fig.5), resultando en un área efectiva de arrastre por la corriente de 1.3 m^2 . La relación de área expuesta al viento y bajo la superficie del mar fue de 1 a 12, aproximadamente, lo cual garantiza un efecto minimizado del viento (Murray, 1975) que se discutirá mas adelante en el siguiente

COTAS:
metros

ESCALA:
1:200

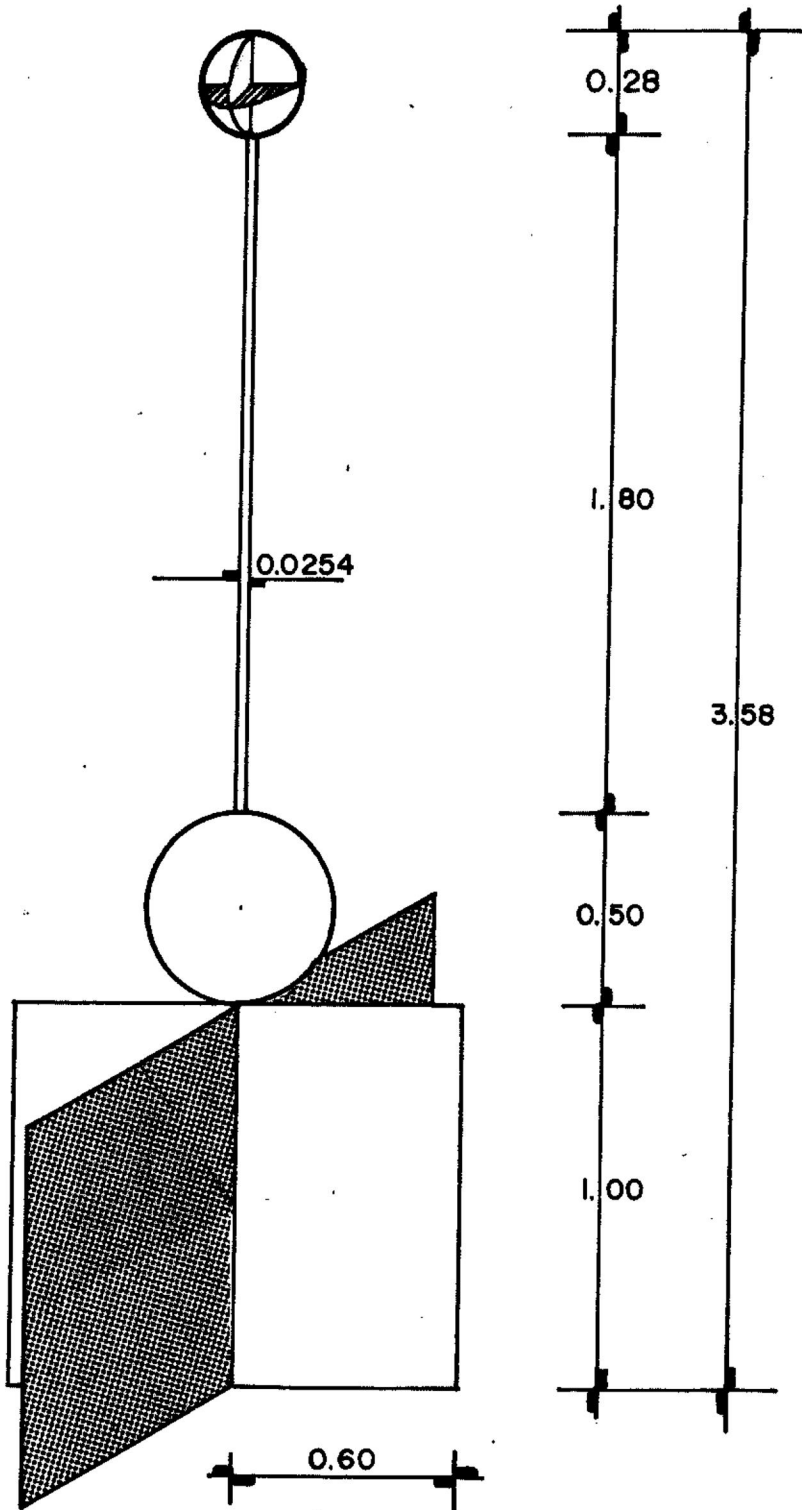


FIG.-5 Esquema de la cruceta o cuerpo de deriva utilizado.

capítulo.

El radar banda S de 'El Puma' tiene un error menor de 1° en azimut. En distancia radial, la precisión está dentro del 1.5 % del rango máximo. Generalmente se detectaron flotadores a menos de 3 km de distancia y ocasionalmente se localizaron a 5 km. Con esta última distancia, el error tangencial del posicionamiento es menor de 75 m y el radial es menor de 87 m. A menos de 3 km el error es menor de 50 m en las dos direcciones. Teniendo presente esta capacidad del radar, se localizaron los cuerpos de deriva cada 15 minutos, aproximando las lecturas a 0.5° y a 0.01 millas náuticas. La localización de los flotadores se efectuó con relación a la embarcación, fijando la posición de esta con respecto a puntos fijos en la costa.

El experimento desarrollado consistió de cuatro series de mediciones de las posiciones sucesivas de los flotadores, utilizando tres de ellos en cada serie. La primera serie cubrió 5.5 horas en dos sitios el 12 de octubre. La segunda serie no proporcionó información porque las condiciones tan adversas del mar impidieron la localización de los flotadores. La tercera serie abarcó 5 horas el 14 de octubre y la cuarta proporcionó un registro de 24 horas en tres etapas, entre el 15 y el 16 de octubre. Cada etapa consistió en la recolocación de los flotadores. Los datos

se procesaron transformando las posiciones sucesivas de los flotadores de las coordenadas polares leídas en el radar, a coordenadas cartesianas rectangulares, referidas a un origen en la costa situado en Punta Ventosa. Estas se ajustaron a intervalos constantes de 15 minutos por medio de una interpolación lineal. A partir de estas posiciones (x,y) , se calcularon vectores velocidad, representativos de la media sobre el intervalo de 15 minutos, determinándose entonces las componentes u,v de dichos vectores, con una orientación tal que u es positiva hacia el Este y v es positiva en la dirección 'y' hacia el Norte, toda vez que la orientación predominante de la costa en esta región es E-W.

4.- Descripción de los Resultados

Los registros de viento indican claramente la ocurrencia de un Tehuantepecano ya que se aprecian valores característicos de este fenómeno. Los datos obtenidos por el anemógrafo ubicado al sur de la refinería son notablemente diferentes que los medidos a bordo de la embarcación como se puede apreciar en la figura 6. En tierra firme se observaron intensidades máximas de 11 m.s^{-1} y mínimas de 1 m.s^{-1} , con algunos registros de calma. La dirección fue persistente del Norte con variaciones de $\pm 15^\circ$. El viento que se observó a bordo del barco fue mas intenso en aproximadamente 25 % con valores máximos hasta de 17 m.s^{-1} y mínimos de 8 m.s^{-1} , y con una variación direccional mayor (del orden de $\pm 60^\circ$). Esta diferencia se atribuye a la ubicación de los aparatos de medición. El anemógrafo pudo haber sido influido por efectos topográficos de tierra, mientras que el anemómetro a bordo, solo pudo haber tenido alguna interferencia pequeña del propio barco. La menor variación direccional del anemógrafo de tierra se debe a que se encontraba ubicado en un sitio (cerca del Río Tehuantepec) rodeado de elevaciones pequeñas ($\sim 100 \text{ m}$) que provocan que el viento se canalice en una dirección poco variable. La discrepancia entre los regímenes de viento en la tierra y en el mar es significativa. Aunque los datos de serie de tiempo basados en tierra firme son mas fáciles de

obtener, existe evidencia de que no reflejan con exactitud los regímenes del viento oceánico costero (Schwing y Blanton, 1984). Las diferencias en la rugosidad de la superficie y en los gradientes térmicos pueden producir variaciones del esfuerzo del viento a escalas espaciales pequeñas (SethuRaman y Raynor, 1980). La velocidad del viento sobre una superficie terrestre o marina, aun si la primera carece de irregularidades topográficas, es una función complicada del esfuerzo en la superficie, de la altura sobre la superficie y de la estabilidad térmica del aire (Kraus, 1972; SethuRaman y Raynor, 1980). La rugosidad de la superficie en tierra firme es de 10-100 veces mayor que en el océano, provocando una disminución en las velocidades del viento (Kraus, 1972). Schwing y Blanton (1984) utilizan modelo simple de balance de momentum para predecir la intensidad de la corriente. En el cual, el esfuerzo del viento (τ_s) es cancelado por el esfuerzo del fondo del mar ($\tau_b = C_d v |\bar{V}|$, donde el término a la derecha de la igualdad representa τ_b , C_d es un coeficiente de arrastre en el fondo y v es la componente 'y' de la velocidad de la corriente). Encuentran que la velocidad de la corriente calculada a partir de los valores de esfuerzo del viento en el océano, son muy aproximados a las corrientes medidas. En cambio, los cálculos con vientos terrestres subestiman dicha corriente, puesto que su velocidad es significativamente menor que la de los vientos oceánicos y producen, por lo

tanto, un esfuerzo menor. Por lo anterior y por su mayor cercanía a la posición de los flotadores, es mas adecuado basarse en los valores del anemómetro del barco por considerarlos mas representativos de las condiciones oceánicas al momento del experimento. Con ellos, se calcularon las componentes N-S y E-W del esfuerzo del viento en Dinas.cm^{-2} , de acuerdo a las relaciones:

$$\tau_s^x = \rho_a C_D w_1 W, \quad (4.1)$$

$$\tau_s^y = \rho_a C_D w_2 W, \quad (4.2)$$

donde ρ_a es la densidad del aire igual a $1.2 \times 10^{-3} \text{ gr.cm}^{-3}$; w_1, w_2 son las componentes de la velocidad del viento W en cm.s^{-1} ; C_D es un coeficiente adimensional de arrastre que se calculó para cada medición de viento por medio de la relación empírica empleada por Wu (1980), aplicable a lo que él llama vientos ligeros (menores de 15 m.s^{-1}):

$$C_D = (0.8 + 0.065 W) \times 10^{-3}, \quad (4.3)$$

donde W es la velocidad del viento en m.s^{-1} . Sin embargo, esta misma fórmula puede utilizarse para todo el rango de condiciones encontradas durante las mediciones, puesto que concuerda con la curva de correlación propuesta por el mismo autor (Wu, 1969) en el intervalo de ~ 6 a 22 m.s^{-1} (fig.7). En esta la curva de correlación es indistinguible de la línea recta dada por la ecuación (4.3), excepto a velocidades de viento muy bajas (abajo de $\sim 6 \text{ m.s}$) y muy altas (por encima de $\sim 22 \text{ m.s}$) (Wu, 1982). La curva de correlación es de la forma $C_D = (k/\ln(1/aC_D Fr^2))^2$, donde Fr

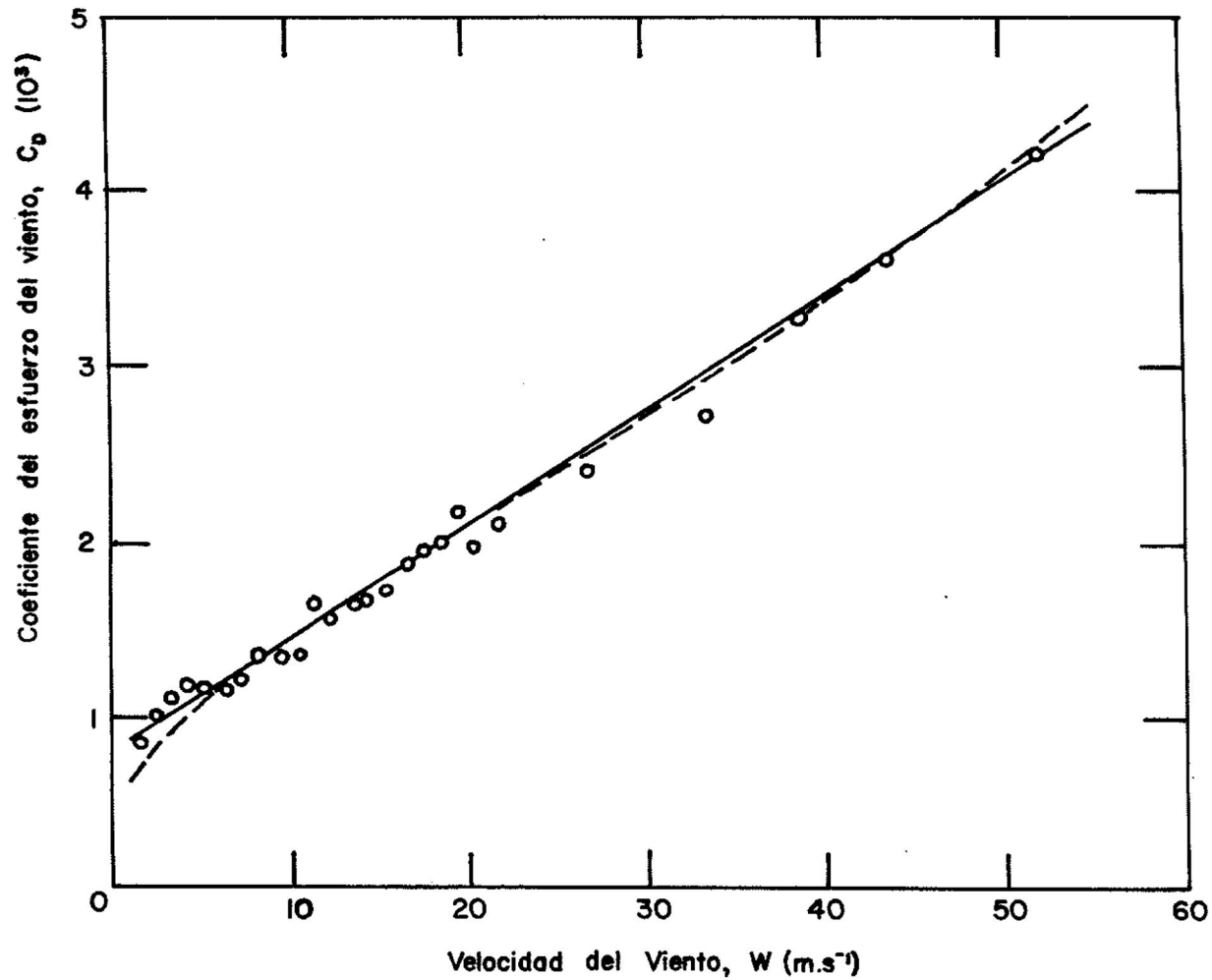


Fig- 7 Coeficientes de arrastre en la superficie por el esfuerzo del viento. La línea continua indica la ecuación (4.3) y la punteada es la curva de correlación propuesta por Wu (1969). Ambas coinciden casi a todas las velocidades del viento.
(Tomada de Wu, 1982).

es el número adimensional de Froude = $W (gZ)^{-\frac{1}{2}}$; $k=0.4$ es la constante universal de von Kármán; $a=0.0185$ es la constante de Charnock; $Z=10m$ es la altura del anemómetro. Así, los valores obtenidos con la relación (4.3) oscilan desde 1.34×10^{-3} hasta 1.91×10^{-3} para $W = 8-17 \text{ m.s}^{-1}$. En la figura 8 se grafican las componentes del esfuerzo del viento a intervalos de 15 minutos para cada serie de mediciones. Se nota claramente la dominancia de la componente Norte durante gran parte del experimento, aunque en algunas ocasiones es mayor la influencia de la componente Oeste, por lo que no resulta enteramente despreciable.

Las trayectorias de los flotadores se muestran en las figuras 9a - 9c para cada serie. En estas se observa un comportamiento coherente, es decir, las trayectorias individuales de cada flotador no se cruzan, lo que es indicativo que los gradientes horizontales de velocidad son muy pequeños y el movimiento puede suponerse lineal. En la primera serie se aprecia un arrastre hacia el sur-sureste por el efecto directo del viento, que en esta zona (al este de Punta Ventosa), no sufre desviaciones al no encontrarse con algún obstáculo topográfico de tierra firme. En la tercera serie se observa lo mismo que en la anterior pero con una componente mas fuerte hacia el Este. En la cuarta serie se tiene la circulación en la zona protegida del viento (al oeste de Punta Ventosa); cerca de la costa las

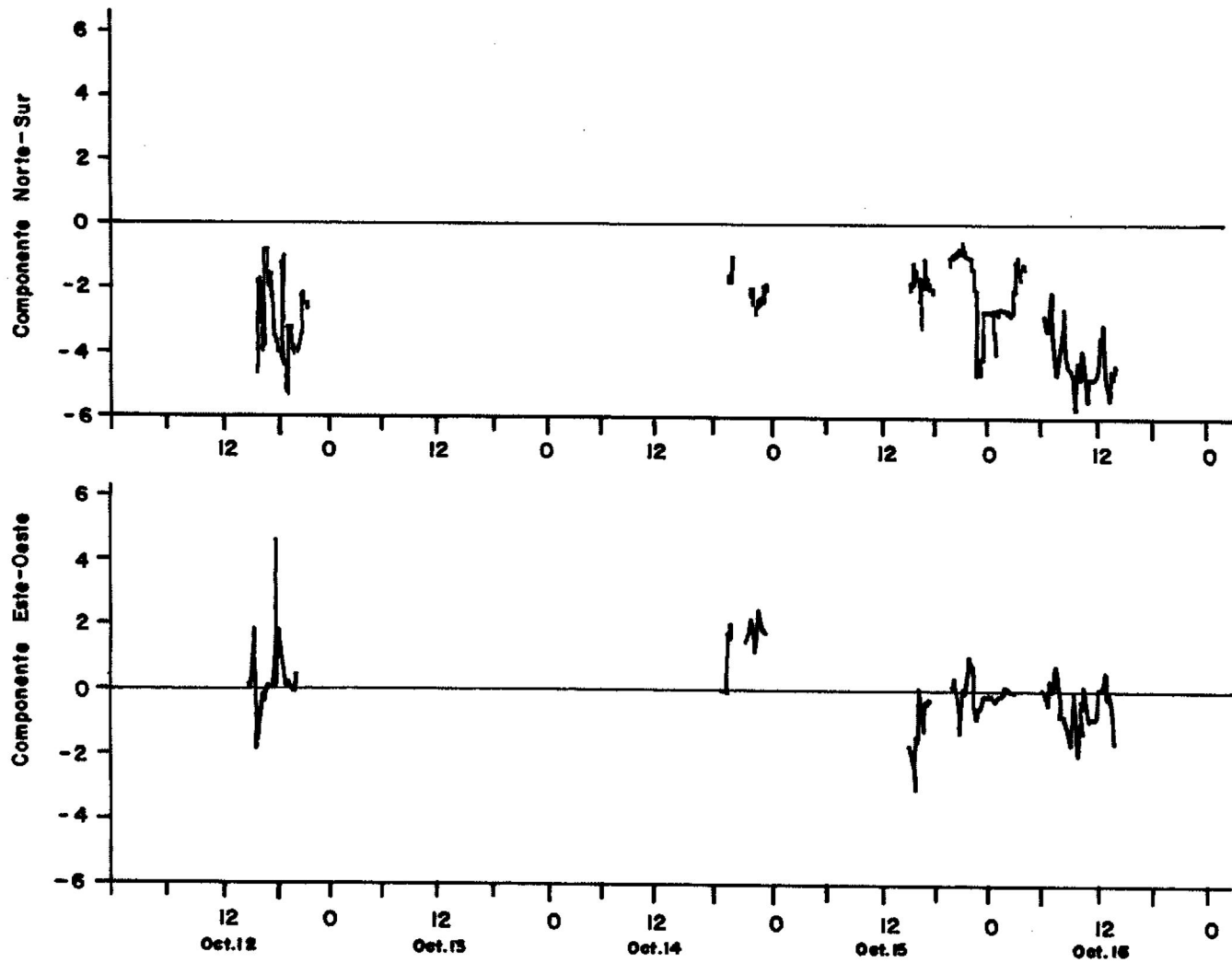


Fig- 8 Esfuerzo del viento en $\text{Dinas}\cdot\text{cm}^{-2}$ durante cada día del 12 al 16 de octubre de 1982.

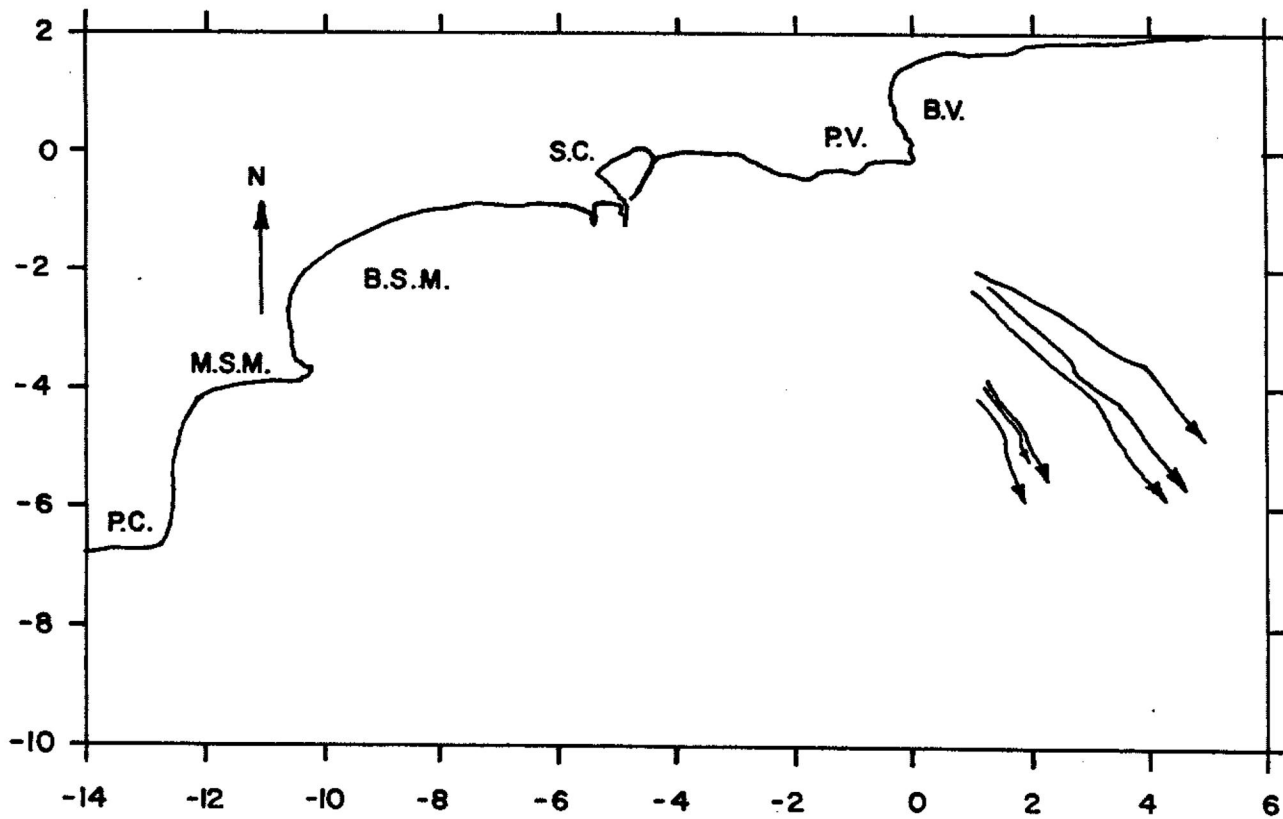


Fig- 9a Trayectorias de los flotadores en la primera serie de mediciones, 12 de octubre de 1982.
(Distancias en kil6metros).

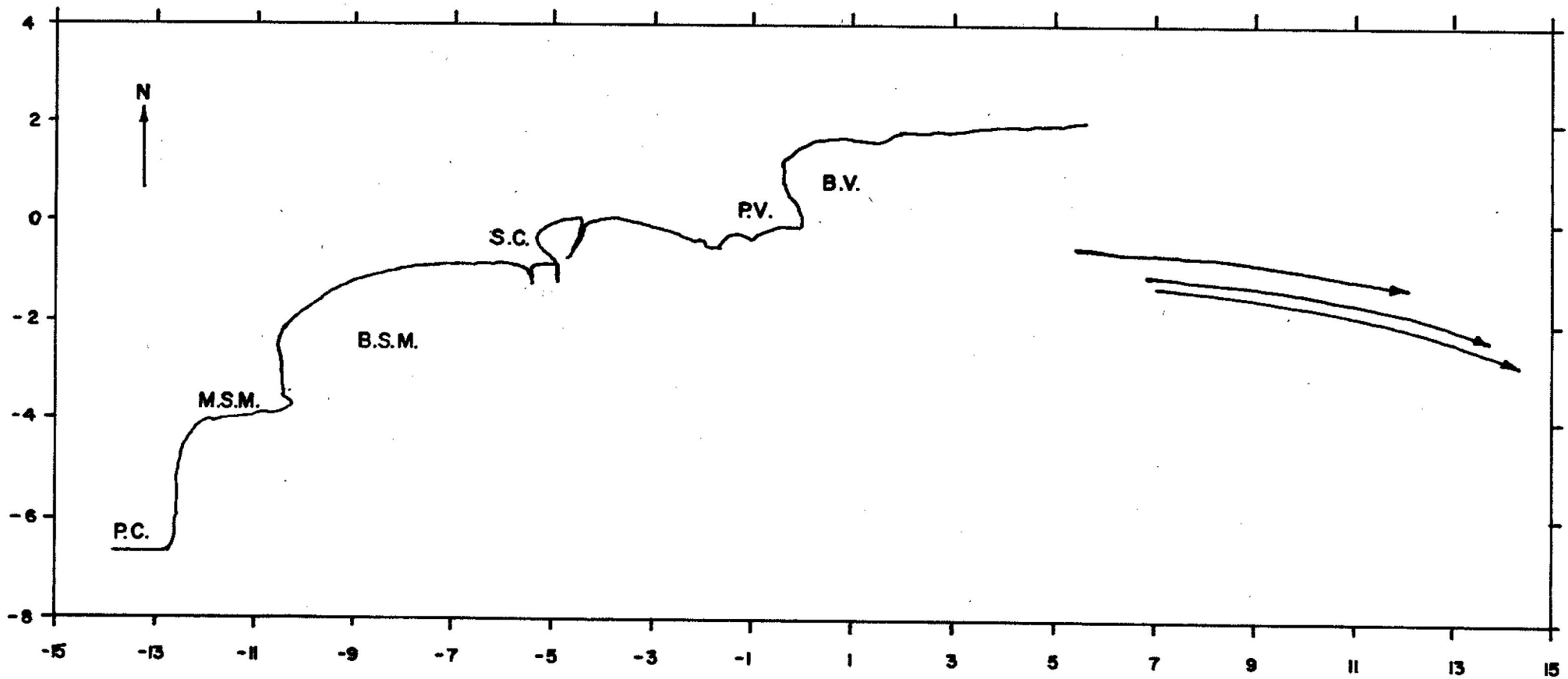


Fig- 19b

Trayectoria de los flotadores en la tercera serie de mediciones, 14 de octubre de 1982.

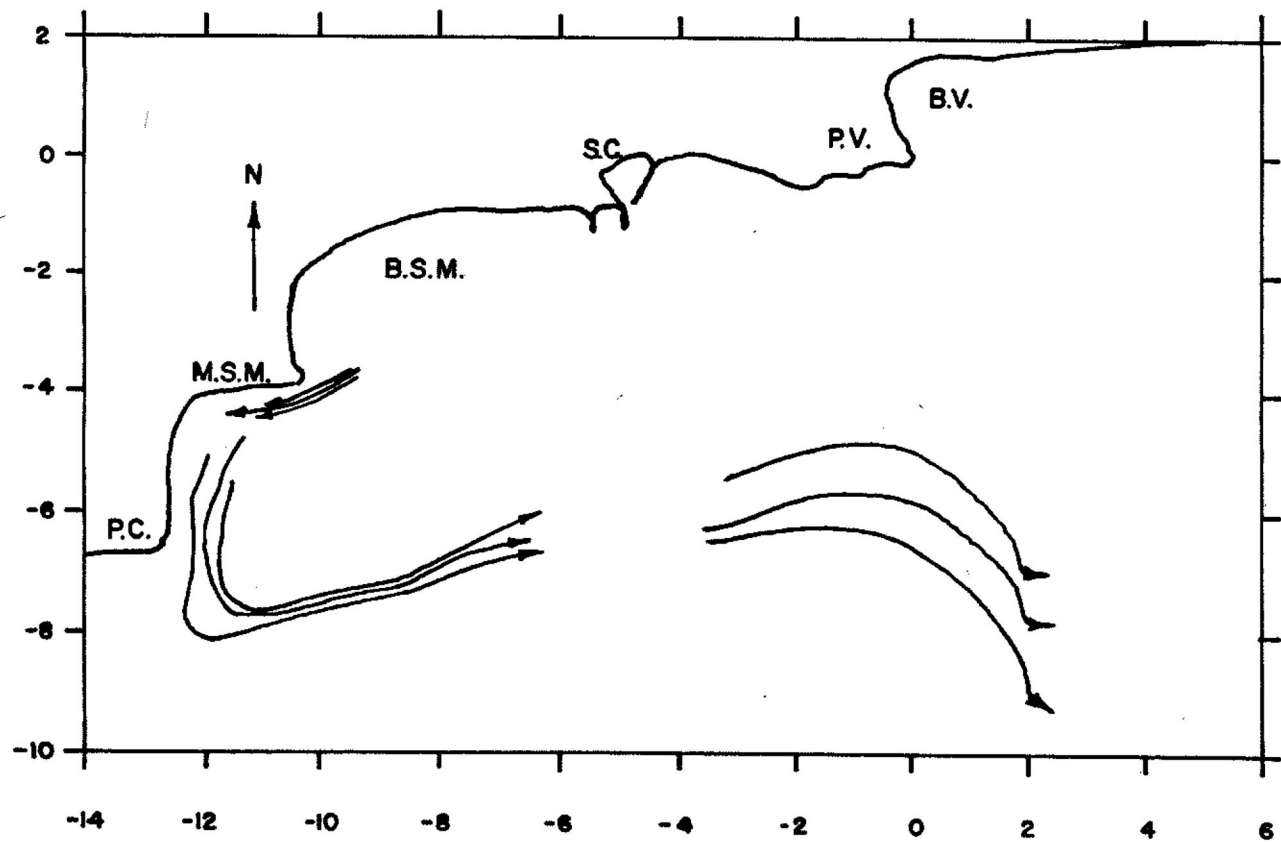


Fig- 9c Trayectorias de los flotadores en la cuarta serie de mediciones, 15-16 de octubre de 1982.

trayectorias siguen su contorno hacia el Oeste hasta llegar al sur de Punta Conejo donde se desvían al Este. Al sur de Punta Ventosa se presenta el efecto del viento provocando un arrastre hacia el Sur. Este desplazamiento de los flotadores libres está determinado por el arrastre de la corriente, pero también por el que el viento ejerce sobre la parte expuesta a ese agente por arriba de la superficie del mar. Así, el viento introduce un error en el cálculo de la corriente debido a que la velocidad resultante V_r , es la suma de la velocidad de la corriente V_c mas la velocidad inducida por el arrastre del viento V_a . El error puede afectar los resultados de una manera importante, sobre todo si la velocidad de la corriente es de magnitud baja. Para conocer dicho error (V_a), se considera el balance horizontal de fuerzas que actúan sobre el flotador (Murray, 1975):

$$dV_r/dt = (F_1 + F_2)/\rho V_o, \quad (4.4)$$

donde V_r es la velocidad del cuerpo de deriva, V_o el volumen de agua atrapado por la lámina del flotador ($\sim 1^3$), y

$$F_1 = -1/2 C_1 \rho l^2 V_a |V_a|,$$

$$F_2 = 1/2 C_2 \rho_a D h W^2 \sin \theta$$

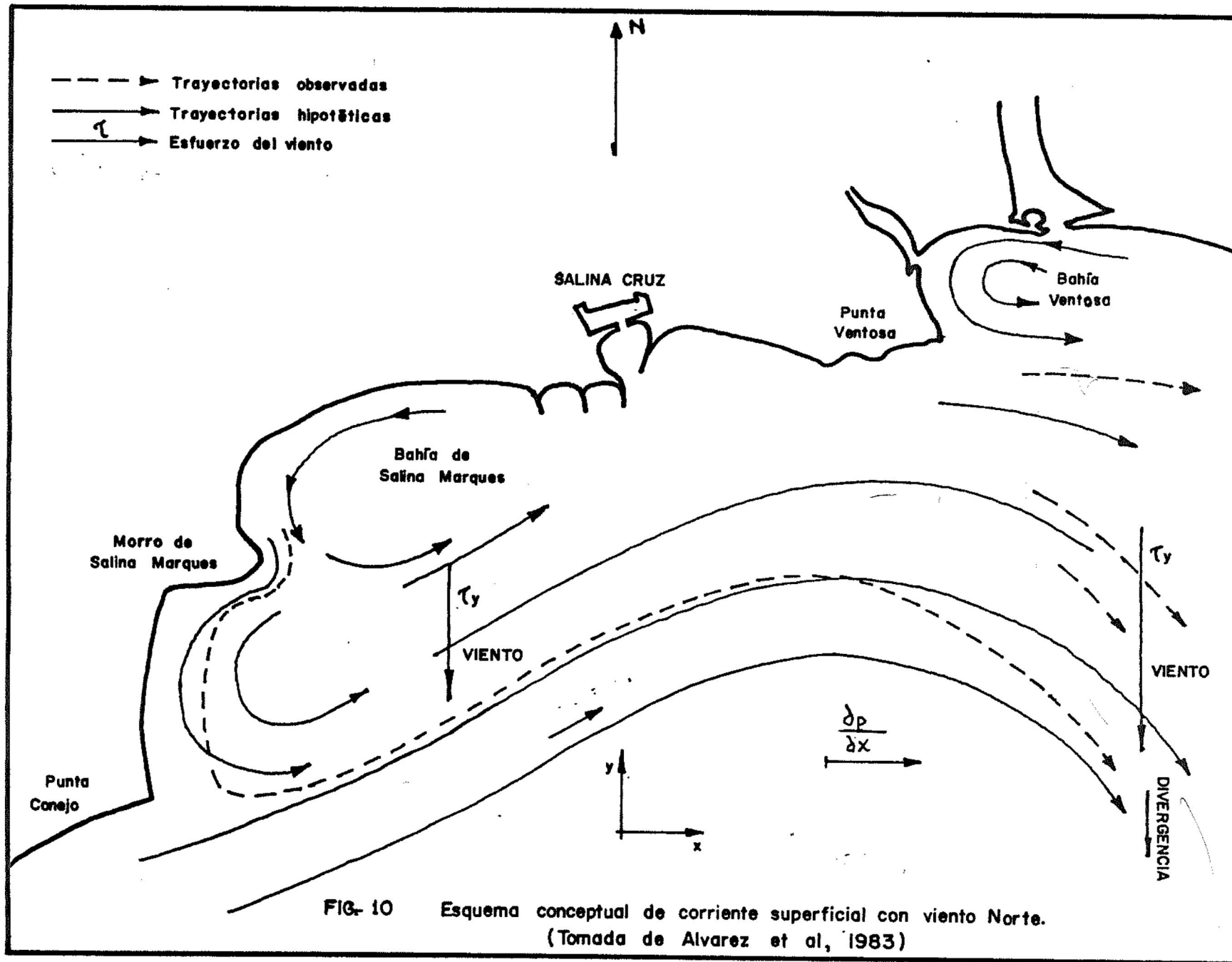
siendo F_1 la fuerza de arrastre del agua sobre el flotador y F_2 la componente de la fuerza de arrastre del viento sobre el tubo señalador que se transmite como una fuerza horizontal al flotador; θ es el ángulo de inclinación del tubo con respecto a la vertical ($\theta=15^\circ$ fue un valor máximo en las observaciones de Murray, 1975). C_1 es el coeficiente

de arrastre de la lámina del flotador (1.2), ρ es la densidad del agua (1027 kg.m^{-3}), l la longitud de uno de los lados de la lámina (1 m), C_2 el coeficiente de arrastre del tubo (~ 1.0), ρ_a es la densidad del aire (1.2 kg.m^{-3}), D es el diámetro del tubo (0.0254 m), h la longitud del tubo expuesta a la acción del viento, y W la velocidad del viento en dirección de la corriente en m.s^{-1} . Una vez que el flotador alcanza una velocidad estacionaria ($dV_r/dt = 0$), la ecuación (4.4) se simplifica en:

$$V_a = (C_2 \rho_a D h \sin \theta / C_1 \rho)^{\frac{1}{2}} (W/L). \quad (4.5)$$

Con esta ecuación se calcula el error de la velocidad producido por el arrastre del viento sobre un tubo de 0.0254 m de diámetro y 1.8 m de largo a $\theta=15^\circ$, el cual es, a rapidez de viento entre $8-17 \text{ m.s}^{-1}$, alrededor de $0.03-0.05 \text{ m.s}^{-1}$ que representa aproximadamente el 20 % de la rapidez predominante observada y no se toma en cuenta para los cálculos de las velocidades.

La rapidez del desplazamiento de los flotadores varió desde 6 hasta 77 cm.s^{-1} , siendo 25 cm.s^{-1} el valor predominante. Se distinguieron tres rasgos importantes de la corriente superficial (fig.10): 1) Una corriente predominante dirigida al Este, entre Punta Conejo y Punta Ventosa cuyas intensidades alcanzan los 75 cm.s^{-1} , siendo las mas altas encontradas en el estudio (generalmente son mayores de 30 cm.s^{-1} a mas de 2 km de la costa); 2) una



segunda rama de circulación, dirigida al Oeste, que sigue el contorno de la costa entre 0.5 y 1 km en la Bahía de Salina Marqués y al sur de Punta Conejo, cuyas intensidades son menores de 15 cm.s^{-1} , las mas bajas del estudio; 3) dirigida al sur y sureste de Bahía Ventosa, la rapidez es cercana a 30 cm.s^{-1} en observaciones a 1-6 km de la costa. Existió convergencia al haber circulación hacia el Este y valores altos de divergencia cuando la componente de la corriente hacia el Sur fue mayor que la componente hacia el Este.

La estratificación de la columna de agua es mínima debida a las condiciones de mezcla vertical producida por el viento y el oleaje locales. En la figura 11 se muestran los batitermogramas obtenidos en dos estaciones y en los que se nota que el agua es térmicamente homogénea en los 25 m superiores. Existe un cambio muy leve entre los 25 y los 27 m de profundidad con una diferencia de solamente 0.5 grados centígrados. Los datos de salinidad medidos a bordo indican poca diferencia entre superficie y fondo, por lo que la densidad puede considerarse homogénea en toda la columna de agua, tomando en cuenta que las profundidades en el área de estudio son menores de 25 m, es decir, la columna de agua está bien mezclada.

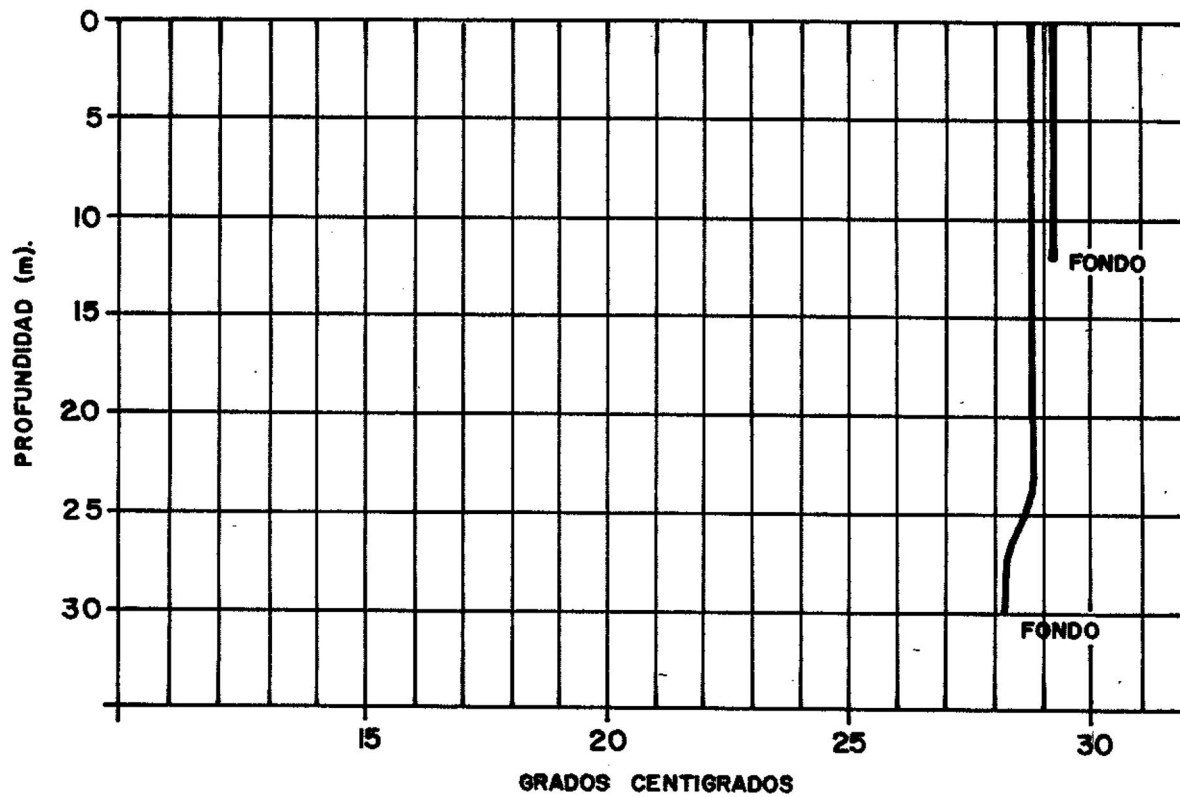


Fig.- II Batitermogramas de dos estaciones frente a la costa de Salina Cruz. Octubre, 1982 (Tomada de Alvarez et al, 1983).

5.- Teoría.

Para describir la circulación costera inducida por el viento, se utilizan con frecuencia las ecuaciones de movimiento integradas verticalmente en forma de un modelo analítico. Generalmente, dicho modelo toma en cuenta las aceleraciones de las partículas de agua ($d\bar{V}/dt$), el efecto de Coriolis ($f\bar{V}$), el gradiente de presión (\bar{V}_p) y el esfuerzo de superficie (τ_s) y fondo (τ_b). Como lo señala Welander (1957), este tipo de modelos puede abordarse de dos formas: una, la del problema 'local', calculando la distribución de velocidad con la profundidad para gradientes horizontales de presión prescritos; y dos, el problema 'global', calculando el campo de presión sobre una cuenca entera u otra región identificable. Los resultados que se obtienen con ellos, se aplican a plataformas continentales con condiciones relativamente no estratificadas y también a campos de flujo estratificado no viscoso con la suposición adicional, de que ellos representan una componente de la solución, esto es, el modo barotrópico que es independiente de la profundidad (Allen, 1980; Winant, 1980; Csanady, 1980). En el presente trabajo, se requiere el segundo tipo de cálculo (problema 'global'), el cual puede efectuarse utilizando ecuaciones de movimiento promediadas con la profundidad.

Antes de atender el modelo que se va a emplear aquí, cabe señalar que las ecuaciones de movimiento que intervienen en un modelo analítico se encuentran referidas a un sistema Euleriano. En este, los cambios de velocidad que afectan una porción de agua están representados por la derivada material: $d\bar{V}/dt = \partial\bar{V}/\partial t + \bar{V} \cdot \bar{\nabla}(U, V)$, el primer término a la derecha de la igualdad indica el cambio local, es decir, las aceleraciones de las partículas de agua en un punto fijo; el segundo término es no lineal porque implica un producto de velocidades y expresa los cambios advectivos, dependientes de los gradientes de velocidad en cualquier dirección. Sin embargo, en el presente trabajo, las velocidades están referidas a un sistema Lagrangeano. En dicho sistema, las aceleraciones se describen siguiendo a la porción de agua y se representan por $(V_f - V_i)/(t_f - t_i)$, donde f e i son subíndices que indican final e inicial respectivamente. Debido a la manera en que se hicieron las mediciones, no se puede conocer por separado los cambios local y advectivo. No obstante, si el movimiento es estacionario y lineal, es decir, si el cambio local y el advectivo son iguales a cero, la dinámica Lagrangeana puede explicarse con ecuaciones Eulerianas. La suposición de que el movimiento es lineal se basa en el hecho de que el número adimensional de Rossby (Ro) que se obtiene a partir de valores típicos, es relativamente pequeño (< 1). Este número refleja la magnitud del cociente de la advección no

lineal entre el término de forzamiento debido a la rotación de la Tierra (término de Coriolis), es decir, $Ro = |\bar{V}|(fL)^{-1}$, $|\bar{V}|$ es una rapidez típica de la corriente; f es el parámetro de Coriolis $= 2\Omega \sin\theta$, siendo Ω la velocidad angular de la Tierra y θ la latitud del área de estudio (16°); y L es una longitud típica de movimiento. Digamos que para este trabajo, $|\bar{V}| = 25 \text{ cm.s}^{-1}$, $f \sim 10^{-4}$, $L = 5 \text{ km}$; entonces, $Ro = 0.5$ que aunque es menor que 1 no es lo suficientemente pequeño para poder afirmar que el movimiento es lineal. Sin embargo, las trayectorias muestran la linealidad del movimiento, el cual se lleva a cabo en el plano f porque se trabaja en la misma latitud, de tal forma que la rotación del sistema coordenado se toma como constante, alineada con el eje z y con magnitud $f=2\Omega \sin\theta$.

Desde un enfoque Euleriano, la ley de conservación de masa, o la ecuación de continuidad, se escribe como:

$$\partial\rho/\partial t + \partial(\rho u_i)/\partial x_i = 0.$$

Esta ecuación expresa la idea física de que los cambios locales de densidad se deben únicamente a la convergencia o divergencia del flujo de masa, ρu_i . Si se considera que la densidad ρ es constante en la columna de agua y a través del tiempo, esta ecuación se reduce a:

$$\partial(\rho u_i)/\partial x_i = 0, \quad (5.1)$$

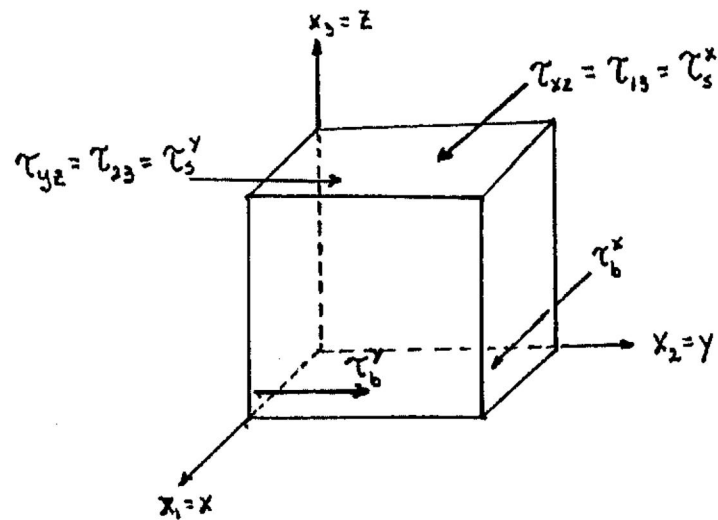
lo cual indica un campo de flujo no divergente.

En el mismo enfoque, la ley de Newton de movimiento para una partícula de fluido, equivalente a una ley de conservación de momentum, se expresa por:

$$d(\rho u_i)/dt = - \partial p / \partial x_i + \partial \tau_{ij} / \partial x_j + \rho b_i. \quad (5.2)$$

La parte izquierda de la igualdad indica la razón de cambio de momentum (por unidad de volumen) evaluada siguiendo a una partícula de fluido. La parte derecha es la suma de las fuerzas de superficie, mas las fuerzas de cuerpo. Las fuerzas de superficie consisten en los gradientes de presión hidrostática (que son las componentes de la diagonal del tensor esfuerzo τ_{ij}), y la divergencia de los componentes fuera de la diagonal del tensor esfuerzo. Las fuerzas de cuerpo ρb_i pueden ser de diversos orígenes, caracterizadas todas por el hecho de que son proporcionales a la masa de las partículas, por eso aparece el término ρ . De los esfuerzos internos τ_{ij} , el esfuerzo cortante en planos horizontales es particularmente importante en mares someros debido a que transmite la fuerza impulsora del viento a las capas superficiales y la acción retardadora del piso oceánico sobre las capas del fondo.

El primer subíndice en τ_{ij} define la dirección de la fuerza cortante o cizallante y el segundo subíndice indica el eje perpendicular al plano sobre el cual actúa. El eje z se coloca en la vertical:



Entonces, τ_{xz} y τ_{yz} son componentes importantes del esfuerzo cortante en planos horizontales, en este caso, son los esfuerzos del viento en la superficie y el de fondo en dirección E-W (τ_{13}) y N-S (τ_{23}). En la figura 12 se muestra el sistema coordenado empleado, 'x' está orientado a lo largo de la costa y es positivo hacia el Este; 'y' está orientado normal a la costa y es positivo hacia el Norte.

En (5.2), la derivada total a la izquierda de la ecuación puede escribirse como:

$$d(\rho u_i)/dt = \partial(\rho u_i)/\partial t + \partial(\rho u_i u_j)/\partial x_j. \quad (5.3)$$

El primer término de la derecha representa el cambio local de flujo de momentum y el segundo es su divergencia provocada por el mismo flujo; este término es no lineal en las componentes de velocidad.

Las fuerzas de cuerpo incluyen las fuerzas centrífuga y la

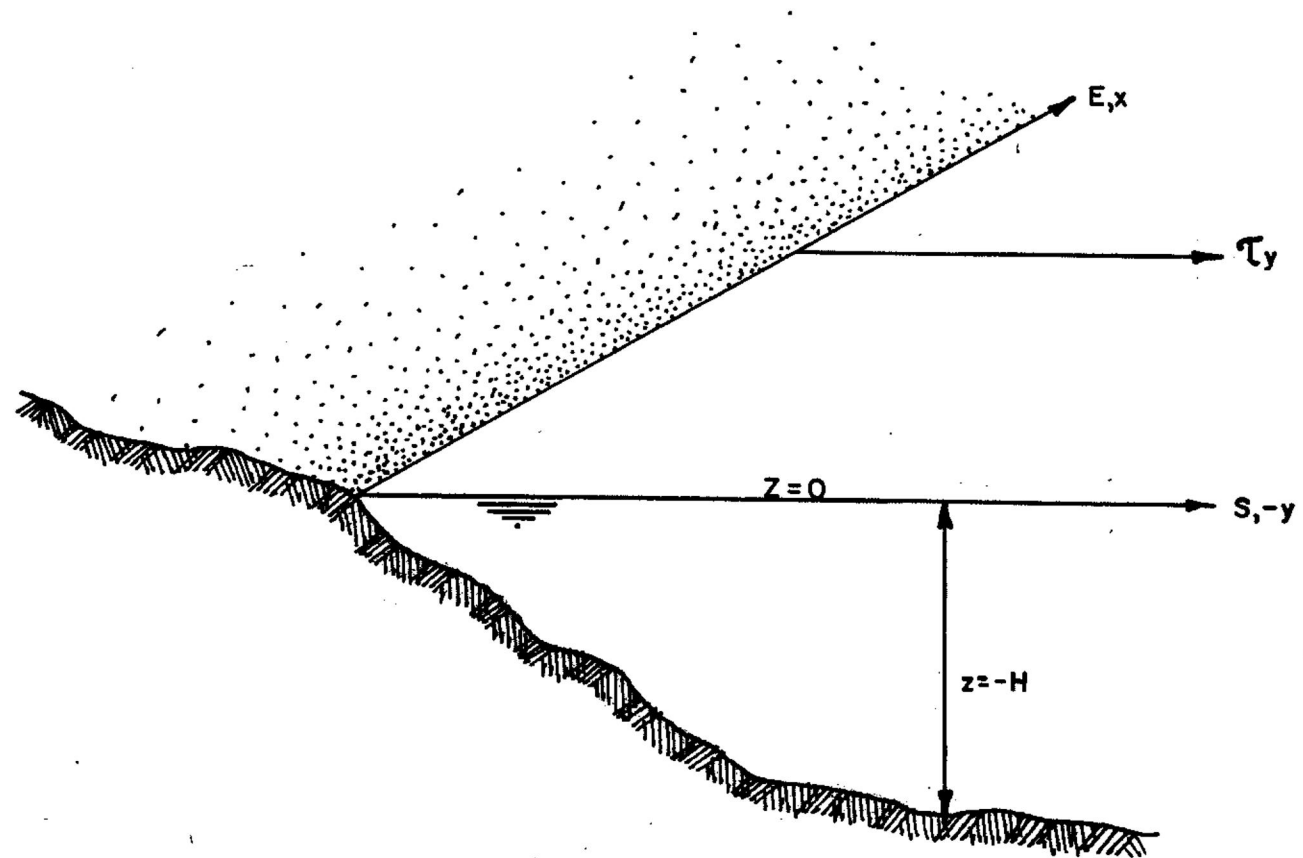


Fig- 12 Modelo esquemático de la zona costera. El eje 'x' coincide con la línea de costa. τ_y es el esfuerzo del viento.

de Coriolis, ambas relacionadas con la rotación de la Tierra. La fuerza centrífuga, por su dirección y magnitud mínima, es absorbida en la fuerza gravitacional g , entonces la fuerza de cuerpo se escribe:

$$b_i = 2\varepsilon_{ijk} \Omega_j u_k + g_i ,$$

$$g_i = -g\delta_{ij} , \quad (5.4)$$

sustituyendo (5.4) y (5.3) en (5.2) se obtiene la siguiente ecuación de movimiento:

$$\begin{aligned} \partial(\rho u_i)/\partial t + \partial(\rho u_i u_j)/\partial x_j = \\ - \partial p/\partial x_i + g_i + \rho 2\varepsilon_{ijk} \Omega_j u_k + \partial \tau_{ij}/\partial x_j. \end{aligned} \quad (5.5)$$

Considerando que las velocidades verticales son muy pequeñas y que la aceleración de Coriolis es despreciable en comparación con la de la gravedad, prevalece el balance hidrostático en la vertical:

$$\partial p/\partial z = - \rho g . \quad (5.6)$$

Al linealizar las ecuaciones, no se toman en cuenta los términos advectivos $[\partial(\rho u_i u_j)/\partial x_j]$ y si consideramos que el océano es homogéneo, $\rho = \text{cte}$, las ecuaciones en la horizontal son:

$$\begin{aligned} \rho \partial u/\partial t = - \partial p/\partial x + \rho f v + \partial \tau_{13}/\partial z, \\ \rho \partial v/\partial t = - \partial p/\partial y - \rho f u + \partial \tau_{23}/\partial z, \end{aligned} \quad (5.7)$$

donde u, v son las componentes E-W y N-S de la velocidad respectivamente.

Estos balances de momentum se complementan con la ecuación de continuidad y las condiciones cinemáticas que definen la superficie y el fondo, a saber:

$$\partial u / \partial x + \partial v / \partial y = - \partial w / \partial z , \quad (5.8)$$

$$w = \partial \xi / \partial t , \quad (z=0),$$

$$-w = u \partial H / \partial x + v \partial H / \partial y, \quad (z = -H). \quad (5.9)$$

donde ξ es la elevación de la superficie del mar.

Integrando la ecuación de continuidad desde el fondo ($z=-H$) hasta la superficie ($z=0$), promediando verticalmente haciendo,

$$U = H^{-1} \int_{-H}^0 u \cdot dz; \quad V = H^{-1} \int_{-H}^0 v \cdot dz, \quad (5.10)$$

y utilizando la regla de Leibnitz para integrar una diferencial,

$$\int_a^b \partial f(k, l) / \partial l \, dk = \partial / \partial l \int_a^b f(k, l) dk + f(a, l) \partial a / \partial l - f(b, l) \partial b / \partial l,$$

nos queda:

$$\int_{-H}^0 H^{-1} \partial u / \partial x \, dz = \partial / \partial x (1/H \int_{-H}^0 u dz) + u/H \partial(-H) / \partial x = \partial U / \partial x - u/H \partial H / \partial x$$

$$\int_{-H}^0 H^{-1} \partial v / \partial y \, dz = \partial / \partial y (1/H \int_{-H}^0 v dz) + v/H \partial(-H) / \partial y = \partial V / \partial y - v/H \partial H / \partial y$$

$$- \int_{-H}^0 H^{-1} \partial w / \partial z \, dz = -w/H \Big|_{-H}^0 = -1/H \partial \xi / \partial t - u/H \partial H / \partial x - v/H \partial H / \partial y.$$

Por lo tanto, la ecuación de continuidad es de la forma:

$$\partial U/\partial x + \partial V/\partial y = -1/H \partial \xi/\partial t. \quad (5.11)$$

Haciendo lo mismo para cada uno de los términos de las ecuaciones de movimiento y aplicando (5.10) resulta:

$$1/H \int_{-H}^0 \partial u/\partial t \, dz = \partial/\partial t (1/H \int_{-H}^0 u \, dz) + u/H \partial H/\partial t = \partial U/\partial t;$$

$$\text{similarmente, } 1/H \int_{-H}^0 \partial v/\partial t \, dz = \partial V/\partial t.$$

$$1/H \int_{-H}^0 f v \, dz = f/H \int_{-H}^0 v \, dz = fV; \quad \text{similarmente, } 1/H \int_{-H}^0 f u \, dz = fU.$$

$$\begin{aligned} \text{De la misma forma, } 1/H \int_{-H}^0 \partial p/\partial x \, dz &= \partial p/\partial x; & 1/H \int_{-H}^0 \partial p/\partial y \\ dz & & \\ & & = \partial p/\partial y \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Así, } 1/H \int_{-H}^0 \partial \tau_{13}/\partial z \, dz &= 1/H \int_{-H}^0 \partial \tau_{xz}/\partial z \, dz = 1/H (\tau_{xz}|_0 - \\ \tau_{xz}|_{-H}) & & \\ & & = 1/H (\tau_s^x - \tau_b^x); \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 1/H \int_{-H}^0 \partial \tau_{23}/\partial z \, dz &= 1/H \int_{-H}^0 \partial \tau_{yz}/\partial z \, dz = 1/H (\tau_{yz}|_0 - \tau_{yz}|_{-H}) \\ & & = 1/H (\tau_s^y - \tau_b^y). \end{aligned}$$

Si el \bar{v}_p no se expresa directamente en términos del gradiente de presión horizontal ($-1/\rho \partial p/\partial n$), sino que se relaciona con la inclinación $\partial \xi/\partial n$ de la superficie

isobárica correspondiente (superficie del mar), entonces se obtiene una expresión en la que la densidad no aparece explícitamente (ver fig.13)

$$\begin{aligned} \partial p / \partial n &\simeq \Delta p / \Delta n = (P_A - P_B) / \Delta n = (P_B - P_C) / \Delta n = \\ &-(P_C - P_B) / \Delta n = -(\Delta p / \Delta z) \Delta z / \Delta n \simeq \\ -\partial p / \partial z \partial z / \partial n &= \rho g \partial z / \partial n \text{ (por la ec. hidrostática, 5.6),} \\ \text{entonces, } -1 / \rho \partial p / \partial n &= -g \partial z / \partial n, \text{ (} z = \xi \text{).} \end{aligned}$$

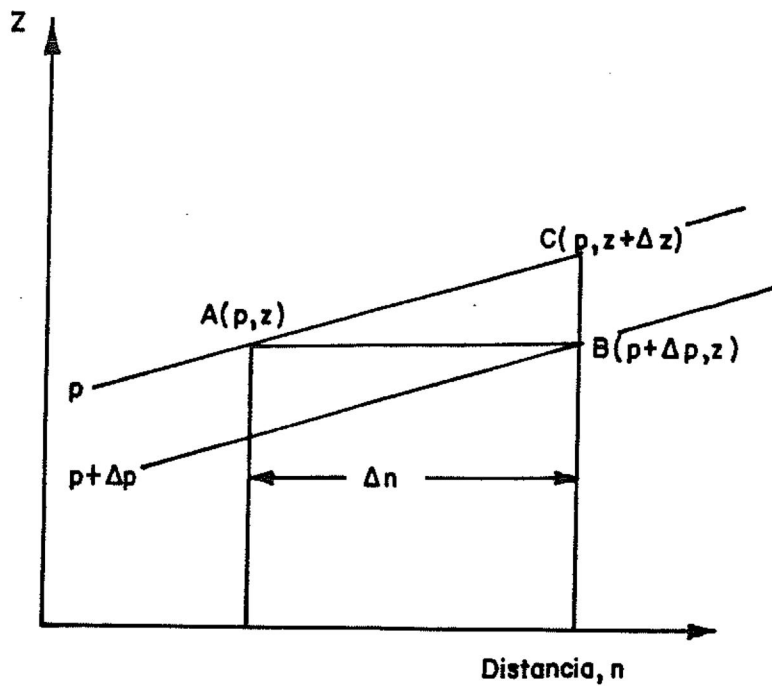
Si además suponemos condiciones estacionarias, $\partial U / \partial t = 0 = \partial V / \partial t$, se obtiene de (5.7):

$$-fV = -g \partial \xi / \partial x + (\rho H)^{-1} (\tau_s^x - \tau_b^x), \quad (5.12)$$

$$fU = -g \partial \xi / \partial y + (\rho H)^{-1} (\tau_s^y - \tau_b^y). \quad (5.13)$$

Lo que se pretende es evaluar la magnitud relativa de los términos de las ecuaciones de movimiento para, con ello, determinar cual es la física que rige el movimiento del agua en cada área de la región de estudio. A partir de las mediciones de velocidad de la corriente, se calculan las aceleraciones debidas al efecto de Coriolis (fU , fV) y la fricción en el fondo (τ_b^x, τ_b^y); con las de velocidad del viento, se estiman los esfuerzos de este sobre la superficie (τ_s^x, τ_s^y).

Si el modelo es consistente, es decir, si los gradientes de elevación de la superficie que se calculen son medibles y



$$\frac{\delta p}{\delta n} \approx \frac{\Delta p}{\Delta n} = \frac{P_B - P_A}{\Delta n} = \frac{P_B - P_C}{\Delta n} = \frac{-(P_C - P_B)}{\Delta n} =$$

$$= \frac{-(\Delta p / \Delta z) \Delta z}{\Delta n} \approx -\frac{\delta p}{\delta z} \frac{\delta z}{\delta n}, \text{ y por la ecuación hidrostática:}$$

$$-\frac{\delta p}{\delta z} = \rho g,$$

$$\frac{\delta p}{\delta n} = \rho g \frac{\delta z}{\delta n} \quad \text{①} \quad \frac{-1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta z} = \frac{-g \delta z}{\delta n}.$$

Fig- 13 Relación entre el gradiente horizontal de presión $\Delta p / \Delta n$ y la inclinación de una superficie isobárica $\Delta z / \Delta n$.

dentro de un rango razonable (del orden de 10^{-6} - 10^{-7}), podrá aplicarse entonces a otros estudios en los que se quiera explicar el comportamiento hidrodinámico de la región, necesitando únicamente como datos de entrada, la velocidad del viento y las variaciones del nivel del mar registradas por al menos tres mareógrafos, dos de ellos colocados a lo largo de la costa y el otro fuera de la costa.

6.- Aplicación del modelo

Nos interesa conocer el valor y el comportamiento de las componentes del gradiente de elevación de la superficie, tanto la que es paralela a la costa, como la que es normal a ella, con el fin de saber su importancia en inducir movimiento y si una domina sobre la otra. Las ecuaciones de movimiento son, entonces:

$$\partial \xi / \partial x = (fV + (\tau_s^x) / \rho H - (\tau_b^x) / \rho H) / g, \quad (6.1)$$

$$\partial \xi / \partial y = (-fU + (\tau_s^y) / \rho H - (\tau_b^y) / \rho H) / g. \quad (6.2)$$

Sobre la parte interna de la plataforma continental, en aguas costeras de 10-30 metros de profundidad, la fricción del fondo (τ_b) es un factor dinámico muy importante (Csanady, 1980). Esta se tomará como proporcional a la velocidad promediada con la profundidad lo cual es realista si la columna de agua está bien mezclada (Csanady, 1978), como es en el caso que nos ocupa. Para el problema de flujo medio, es adecuado utilizar una ley de fricción lineal, aunque para la velocidad instantánea, resulta apropiada una ley de fricción cuadrática (Csanady, 1976). La parametrización mas realista del esfuerzo del fondo para profundidades menores de 30 metros (Csanady, 1980) es:

$$\tau_b^x = \rho r U, \quad (6.3)$$

donde ρ es la densidad media del agua de mar = 1.027 gr.cm⁻³, U es la velocidad de la corriente en cm.s⁻¹, r es

un coeficiente de resistencia con unidades dimensionales de velocidad = $0.01-0.1 \text{ cm.s}^{-1}$. El valor utilizado en el presente trabajo es de $r = 0.03 \text{ cm.s}^{-1}$ porque así, la parametrización lineal y la cuadrática son muy parecidas, con diferencias del orden de 10^{-9} , esto es, $\tau_b^x = rU \simeq C_d U |\bar{V}|$ y $\tau_b^y = rV \simeq C_d V |\bar{V}|$, tomando $C_d = 0.0013$. Por otra parte, la forma de parametrizar el esfuerzo en la superficie debido al viento se describe en las ecuaciones (4.1) y (4.2).

En un caso ideal de nuestro sistema de ecuaciones (6.1 y 6.2), en el que solo actuara el esfuerzo del viento perpendicular a la costa (τ_s^y) y el efecto de Coriolis no llegara a ser apreciable, el cambio de la elevación de la superficie a lo largo de la costa ($\partial\xi/\partial x$) sería directamente proporcional a la velocidad U puesto que dependería exclusivamente del esfuerzo del fondo en la dirección E-W (τ_b^x); por otro lado, el cambio de la elevación hacia afuera de la costa ($\partial\xi/\partial y$) estaría determinado por los esfuerzos que actúan sobre la superficie y el fondo en esa misma dirección (τ_s^y, τ_b^y).

En un caso mas real, no se pueden eliminar ni el término debido al esfuerzo del viento a lo largo de la costa ni el parámetro de Coriolis. Aplicando en dicho sistema valores promedio de las componentes U y V de la velocidad de la

corriente y de las componentes del esfuerzo del viento para cada serie, tomando la profundidad $(H) = \text{cte} = 20 \text{ m}$, los gradientes de elevación de la superficie resultantes se muestran en la tabla 1 para la componente 'x' del balance, y en la tabla 2 para la componente 'y' en forma adimensional. El orden de magnitud típico registrado del gradiente normal a la costa $(\partial\xi/\partial y)$ es de 10^{-6} que es el mismo orden que obtuvo Csanady (1980) en las costas de Long Island, E.U. y que es notablemente elevado si consideramos que las observaciones de Schwing y Blanton (1984) señalan valores con orden de magnitud de 10^{-7} que se observa mas comúnmente. Además, el gradiente perpendicular a la costa domina sobre el que es paralelo a ella en un orden de magnitud. Para la serie 1 el gradiente de elevación de la superficie a lo largo de la costa es cancelado casi exclusivamente por la aceleración de Coriolis sugiriendo un balance de tipo geostrófico, mientras que el gradiente de elevación normal a la costa es balanceado por el esfuerzo del viento ya que el término de Coriolis y el esfuerzo en el fondo aproximadamente se cancelan entre sí. En la serie 3 los esfuerzos en el fondo y en la superficie son los que determinan el balance dinámico a lo largo de la costa con el gradiente de elevación y en el balance normal a la costa el aporte del término de Coriolis y del esfuerzo del viento son los mas importantes para producir el gradiente de elevación. En la serie 4 el comportamiento dinámico depende de la zona

| SERIE | $\partial \xi / \partial x$ | fV/g | $\tau_s^x / \rho Hg$ | $\tau_b^x / \rho Hg$ |
|-------|-----------------------------|--------|----------------------|----------------------|
| 1-2 | -0.90 | -0.75 | -0.06 | 0.09 |
| 1-2 | -0.72 | -0.66 | 0.18 | 0.23 |
| 3-1 | -0.50 | 0.20 | 0.21 | 0.91 |
| 3-2 | -0.88 | -0.64 | 0.92 | 1.15 |
| 4-1 | -0.46 | -0.17 | -0.49 | -0.21 |
| 4-2 | -0.55 | -0.22 | -0.07 | 0.26 |
| 4-3 | -0.96 | -0.38 | -0.28 | 0.30 |

Tabla 1. Variables hidrodinámicas (componente Este-Oeste)
para cada serie de mediciones ($\times 10^{-6}$).

| SERIE | $\partial\xi/\partial y$ | fU/g | $\tau_s^y/\rho Hg$ | $\tau_b^y/\rho Hg$ |
|-------|--------------------------|--------|--------------------|--------------------|
| 1-1 | -1.21 | 0.26 | -1.23 | -0.28 |
| 1-2 | -1.94 | 0.63 | -1.56 | -0.25 |
| 3-1 | -3.30 | 2.45 | -0.77 | 0.08 |
| 3-2 | -4.05 | 3.12 | -1.17 | -0.24 |
| 4-1 | -0.33 | -0.57 | -0.97 | -0.06 |
| 4-2 | -1.71 | 0.70 | -1.09 | -0.08 |
| 4-3 | -2.79 | 0.81 | -2.12 | -0.14 |

Tabla 2.- Variables hidrodinámicas (componente Norte-Sur)
para cada serie de mediciones ($\times 10^{-6}$).

en cuestión; para la primera etapa que fue cercana a la costa, el gradiente de elevación a lo largo de la costa está cancelado por el esfuerzo del viento en esa dirección mientras que el normal a la costa está determinado por el esfuerzo del viento y el término de Coriolis; en la segunda y tercera etapa que fueron mas alejadas de la costa, el gradiente de elevación a lo largo de ella lo determinan los tres términos: Coriolis, esfuerzo en la superficie y esfuerzo en el fondo. El gradiente de elevación normal a la costa es cancelado principalmente por el esfuerzo del viento.

7.- Discusión.

La circulación del área de estudio puede dividirse en dos secciones principales: una al oeste de Punta Ventosa y la otra al este de la misma. En la primera sección el movimiento cercano a la franja costera, está determinado por sus efectos topográficos, es decir, va a seguir el contorno de la costa. Conforme nos alejamos de esta, se establece un flujo hacia el Este. En la segunda sección, que es donde el Tehuantepecano afecta plenamente, el movimiento está determinado por la dirección dominante del esfuerzo del viento y es explicado por el modelo empleado de la siguiente manera. El movimiento inducido por el esfuerzo del viento, produce un gradiente de elevación de la superficie del mar. Después, dicho movimiento será afectado por el esfuerzo del fondo que lo desvía ligeramente hacia la izquierda como en la serie 3, en la que la dirección predominante del esfuerzo del viento es NW y el efecto de la aceleración de Coriolis no se manifiesta debido al tiempo tan corto de la misma (2.5 hrs) y a la escala espacial tan reducida, a pesar de la rapidez tan alta que alcanza la corriente (70 cm.s^{-1}). Por otro lado, en la sección al oeste de Punta Ventosa el proceso dinámico es diferente. Al parecer, el esfuerzo del viento no es tan importante en esta zona y el principal agente productor de movimiento es el gradiente de la elevación de la superficie a lo largo de la costa como lo

observaron Alvarez et al. (1983). A pesar de que los registros de viento obtenidos en esta sección, no fueron muy distintos (10 m.s^{-1}) de los observados en la otra (15 m.s^{-1}), es aparente que dicho agente no tuvo la misma área de acción sobre la superficie del mar debido a los accidentes fisiográficos (orografía) de esta región costera. Quizás si se hubiera contado con mediciones mas alejadas del litoral, se hubiera registrado un arrastre similar al de la otra sección. Este provoca una deficiencia de agua que causa una intrusión de masa de los lados, es decir, se origina una corriente recuperadora por conservación de masa que después se incorpora al mismo arrastre hacia el sur. Todo este comportamiento puede suceder como una respuesta a fenómenos de mayor escala espacial (corrientes, viento) y es posible que el presente estudio se haya llevado a cabo en la zona de transición de dichos fenómenos debido al cambio tan drástico que se observó en el patrón de circulación de un día a otro y a que el esfuerzo del viento produce fluctuaciones energéticas en el campo de velocidades de la plataforma en escalas de tiempo de 2-10 días que son propias de las tormentas atmosféricas y de eventos de viento a escala sinóptica. Además, en escalas de tiempo mayores, la variabilidad estacional del campo de vientos provoca una correspondiente variabilidad estacional de las corrientes de la plataforma (Allen, 1980).

La aceleración de Coriolis presenta valores de un orden de magnitud que en ocasiones es similar al del gradiente de elevación de la superficie. Sin embargo, no provoca efectos considerables en el movimiento del fluido (desviación a la derecha de su trayectoria) dentro de las escalas trabajadas pero seguramente actúa en escalas mayores.

Si se hubieran tenido mediciones de al menos tres mareógrafos para compararlas con los resultados del modelo y mediciones por un periodo mas extenso, podríamos establecer su aplicabilidad. Con datos de tres días no podemos conocerlo con seguridad y por consiguiente, no podemos utilizarlo después, para predecir las velocidades típicas del lugar con la certeza de que los valores calculados son reales, es decir, debido a lo limitado de los datos el modelo no puede ser utilizado con suficiente confianza para fines predictivos.

8.- Conclusiones.

Durante un Tehuantepecano, el patrón de circulación frente al área de Salina Cruz, Oaxaca, puede dividirse en dos secciones separadas por una línea imaginaria normal a la costa, hacia el sur de Punta Ventosa. A la izquierda de esta, las corrientes cercanas a la costa obedecen a los cambios topográficos locales y conforme nos alejamos, la masa de agua responde, al parecer, a un gradiente de elevación de la superficie a lo largo de la costa, creándose un flujo de restitución dirigido hacia el Este; dicho gradiente es provocado por el arrastre hacia el Sur que existe a la derecha de la línea imaginaria, el cual es originado por el esfuerzo del viento y donde no existe una acción considerable del gradiente de elevación de la superficie del mar normal a la costa a esta escala de movimiento (3-4 km). Los gradientes de elevación de la superficie resultaron de un orden de magnitud considerable (10^{-6}) y por tanto, son medibles con instrumentación adecuada. Así, se podrán predecir las velocidades utilizando otro modelo, si se mide, por un lado, el nivel del mar en varios puntos para conocer la inclinación de la superficie, y por el otro, la intensidad y dirección del viento para calcular los esfuerzos debidos a este agente. En general, la aceleración de Coriolis no provoca efectos significativos sobre las corrientes costeras a las mismas

escalas de movimiento.

El modelo analítico lineal empleado en este trabajo, explica someramente y a grandes rasgos el comportamiento dinámico de las aguas adyacentes a la costa de Salina Cruz. Tal vez sea adecuado incluir al menos, los cambios locales ($\partial \bar{V} / \partial t$) en las ecuaciones de movimiento. Sin embargo, la duración del experimento permite conocer solamente eventos aislados que cambiaron de un día a otro, lo cual no proporciona conclusiones significativas.

9.- Recomendaciones

Sería conveniente conocer el comportamiento de las corrientes durante un periodo mas extenso y en un área mas amplia con el fin de detectar características mas distintivas sobre los patrones de circulación en el área de estudio. Para esto, es necesario contar con registros adecuados del viento, colocando varios anemógrafos lo mas cercanamente posible a la costa para que no reciban interferencia de tierra firme. Así se podrían señalar los límites de acción del Tehuantepecano al comparar sus registros.

Así mismo, sería adecuado conocer el cambio local de la velocidad de la corriente, sin embargo, el contar con varios correntómetros que detectan dicho cambio, resulta costoso y los valores superficiales que se obtuvieran con él serían inexactos debido a las condiciones tan difíciles que se presentaron en la región en la que el viento sopla directamente (a la derecha de Punta Ventosa) por la agitación de la superficie del mar. Lo ideal sería trabajar simultáneamente con correntómetros y con flotadores libres para comparar los registros obtenidos con ambos. Al carecer de los primeros es recomendable seguir trabajando con cuerpos de deriva en esta área difícil y hacerlos pasar varias veces por un mismo punto o una misma línea

determinada para conocer dicho cambio local.

10.- Referencias.

- Allen J.S. 1980. Models of wind driven currents on the continental shelf. Annual Review of Fluid Mechanics. 12: 389-433.
- Alvarez Sánchez L.G., R. Durazo A. , J. Pérez C. 1983. Estudio de la Circulación Superficial frente a Salina Cruz, Oax., en Octubre de 1982. CICESE. Ensenada, B.C.
- Csanady, G.T. 1976. Mean circulation in shallow seas. Journal of Geophysical Research. 81: 5389-5399.
- Csanady, G.T. 1978. The arrested topographic wave. Journal of Physical Oceanography. 8 (1): 47-62.
- Csanady, G.T. 1980. Longshore pressure gradients caused by offshore wind. Journal of Geophysical Research. 85: 1076-1084.
- Kraus E.B. 1972. Atmosphere-Ocean Interaction. Clarendon Press, Oxford, 139-141.
- Murray S.P. 1975. Trajectories and speeds of wind-driven currents near the coast. Journal of Physical Oceanography. 5: 347-360.
- Redfield A. C. and A. R. Miller. 1957. Water levels accompanying Atlantic coast hurricanes. Meteorology Monographs. 2(10): 1-23.
- Roden G.I. 1961. On the wind driven circulation in the Gulf of Tehuantepec and its effect upon surface temperature. Geofísica Internacional. 1(3): 55-72.
- Schwing F.B. and J.O. Blanton. 1984. The use of land and

sea based wind data in a simple circulation model. Journal of Physical Oceanography. 14: 193-197.

Secretaría de Marina. 1974. Estudio Geográfico de la Región de Salina Cruz, Oaxaca.

SethuRaman S. and G.S. Raynor. 1980. Comparison of mean wind speeds and turbulence at a coastal site and an offshore location. Journal of Applied Meteorology. 19: 15-21.

Stumpf H.G. 1975. Satellite detection of upwelling in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. Journal of Physical Oceanography. 5: 383-401.

Stumpf, H.G., Legeckis, R. 1977. Satellite observations mesoscale eddy dynamics in the eastern tropical Pacific Ocean. Journal of Physical Oceanography. 7:648-58.

Welander, P., 1957. Wind action on a shallow sea: Some generalizations of Ekman's theory. Tellus. 9: 45-52.

Winant C.D. 1980. Coastal circulation and wind induced currents. Annual Review of Fluid Mechanics. 12: 271-301.

Wu, J. 1969. Froude number scaling of wind stress coefficients. Journal of Atmospheric Science. 26: 408-413.

Wu, J. 1980. Wind stress coefficients over sea surface near neutral conditions: A revisit. Journal of Physical Oceanography. 10: 727-740.

Wu, J. 1982. Wind stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane. Journal of Geophysical Research 87(C12): 9704-9706.

Wyrski, K., 1964. The thermal structure of the eastern Pacific Ocean. Deutschland Hydrographic Institute., Hamburg, 84 pp.