

T
628.168
R666

ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería Marítima y Ciencias del Mar

**"CARACTERISTICAS DE CIRCULACION
Y MEZCLA EN EL ESTERO COBINA"**

**DEL TOPICO DE GRADUACION
"Calidad de Aguas en el Estero Cobina"**

Previo a la obtención del Título de:

OCEANOGRAFA

**Presentado por:
Mónica Robles Granda**

Guayaquil - Ecuador

1993

A G R A D E C I M I E N T O

A la Lcda. Mercy Borbor, Directora del Tópico de Graduación, por su presta ayuda para la elaboración de este estudio. A mis compañeras María Elena Enríquez e Isabel Tutivén, cuyos esfuerzos y entusiasmo compartí para la realización de las salidas de campo.

Asimismo agradezco a las siguientes personas e instituciones: personal de Esclusas de la Autoridad Portuaria, sección Mareas del INOCAR e Instituto Nacional de Pesca, en sus entonces directivos Biól. Luis Arriaga y Dr. Efraín López, quienes comprendieron y facilitaron la ejecución de este trabajo.

Finalmente a la ESPOL, su Facultad de Marítima y a todos aquellos cuyo desinteresado espíritu contribuye a la formación de nuevos profesionales.

DEDICATORIA

Al Señor.

A mis padres y hermanas.

A Rodmar y a mis buenos amigos del GTE.

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, appearing to read 'Mónica Beatriz Robles Granda', enclosed within a large, loopy oval flourish. Below the signature is a horizontal dotted line.

Mónica Beatriz Robles Granda

Ing. Néstor Alejandro
Presidente del Tribunal

Ocean. Mercy Borbor C.
Directora del Tópico

Ing. Enrique Sánchez C.
Miembro Principal

Ing. Eduardo Cervantes
Miembro Principal

RESUMEN

Como parte del Tópico de Graduación "Calidad de aguas del Estero Cobina", se presenta un estudio de los aspectos más relevantes de la circulación y mezcla en el Estero Cobina, cuyo objetivo principal fue el de asociar los principios teóricos básicos que intervienen en los procesos de circulación y mezcla de un estuario para el tratamiento de problemas prácticos de contaminación y sedimentación del Estero. La metodología básica consistió en la obtención de dos estaciones de campo que representen las condiciones más estratificadas y mezcladas del canal.

Se halló que el Estero Cobina se encuentra escasamente influenciado por un flujo riverino (de apróx. $1.56 \text{ m}^3/\text{s}$) procedente del Río Guayas y que tanto sus procesos de mezcla advectivos y dispersivos están conducidos por la marea, que es la fuerza conductora que juega el mayor rol en la dinámica del estuario.

Debido a la estrechez del canal, su escasa profundidad y a la presencia de curvaturas, una interacción no-lineal entre las fronteras del sistema y las fuerzas conductoras se produce, haciendo poco real el uso de modelos bidimensionales en el sentido longitudinal y vertical.

Tanto los esfuerzos de corte del fondo como los procesos temporales de marea indicaron ser factores que favorecen

la existencia de una creciente sedimentación aguas arriba del estero.

Bajo las condiciones estudiadas (época seca) y a través del sencillo análisis de contaminación aplicado, se infiere que en el tramo investigado la intensidad de los procesos de mezcla del canal sería capaz de desalojar un contaminante conservativo de densidad próxima a la del agua durante mínimo 1 ciclo de marea y máximo en 10 ciclos, gracias al volumen del prisma de marea existente. Sin embargo las señales de la creciente sedimentación sensibilizan al estero a sufrir cada vez mayores problemas de calidad de aguas, como el producido por la acumulación de contaminantes pesados en bordes y ramales.

Finalmente, se aportan algunas sugerencias basadas en el manejo de las compuertas de las esclusas por las que en el futuro podrían evitarse altas tasas de sedimentación en el canal. No obstante se recalca la necesidad de realizar en el sector un estudio de transporte de sedimentos previo al establecimiento de cualquiera de las citadas alternativas.

INDICE GENERAL

	Pág.
RESUMEN.....	i
INDICE GENERAL.....	iii
INDICE DE FIGURAS.....	vii
INDICE DE TABLAS.....	ix
INTRODUCCION.....	1
I. ASPECTOS TEORICOS DE CIRCULACION Y MEZCLA EN ESTUARIOS.....	3
1.1. Principios Básicos.....	4
1.1.1. Ecuaciones de Balance Dinámico.....	6
1.1.2. Ecuaciones de Balance de Sal.....	7
1.2. Circulación Estuarina.....	8
1.2.1. Fuerzas Conductoras.....	9
1.2.2. Tipos de Circulación.....	10
1.2.2.1. Circulación Gravitacional..	11
1.2.2.2. Circulación de Marea.....	12
1.2.2.3. Circulación inducida por vientos.....	15
1.2.3. Modos de Circulación.....	17
1.3. Procesos de Mezcla.....	20
1.3.1. Fuerzas que causan la Mezcla.....	21
1.3.2. Clases de Mezcla.....	24
▪ Advección.....	24

▪	Dispersión.....	25
1.4.	Clasificación Dinámica.....	31
1.4.1.	Clasificación de Pritchard (Indices de Mezcla).....	31
1.4.2.	Usando un Diagrama de Circulación...	35
1.5.	Los Procesos Turbulentos en la Mezcla.....	37
1.5.1.	Carácter de la Turbulencia.....	38
1.5.2.	Tipos de Turbulencia.....	39
1.5.2.1.	Turbulencia próxima al fondo.....	40
1.5.2.2.	Turbulencia a medias profundidades.....	41
1.6.	Tipos de Mareas en la Circulación Estuarina.....	50
1.7.	Efectos de la Circulación y Mezcla sobre un contaminante conservativo.....	53
▪	Tiempo de la Mezcla Vertical.....	55
▪	Método Clásico del Tiempo de Renovación..	56
▪	Difusividad Horizontal Efectiva.....	58
II.	METODOLOGIA Y TRATAMIENTO PRELIMINAR DE LA INFORMACION.....	62
2.1.	Descripción y Marco Geográfico.....	62
2.2.	Metodología de Campo.....	64
2.2.1.	Materiales y Equipos utilizados.....	65
2.2.2.	Estaciones.....	67
2.3.	Características Geométricas y Morfológicas.	70

2.4. Principales Parámetros Físicos.....	75
2.4.1. Circulación.....	75
2.4.1.1. Circulación Longitudinal...	76
▪ Variaciones Temporales...	78
▪ Variaciones Verticales	
de la componente neta....	84
▪ Promedio vertical de la	
componente de la marea...	86
2.4.1.2. Circulación Lateral.....	89
2.4.2. Salinidad.....	93
▪ Variabilidad Temporal y Vertical..	94
▪ Promedio vertical de la Variación	
Variación Temporal de la marea....	98
▪ Variabilidad Longitudinal.....	101
2.4.3. Variaciones de Profundidad.....	103
2.5. Otros Parámetros.....	107
2.5.1. Temperatura.....	107
2.5.2. Profundidad de Disco Secchi.....	110
2.5.3. Densidad.....	112
2.6. Fuentes de Error en las Mediciones.....	115
2.7. Esclusas: Filtración y Operación.....	117
▪ Volumen de Filtración (VF).....	117
▪ Volumen debido a la Operación de las	
Esclusas (VO).....	118
▪ Cálculo del Flujo del Río.....	119

III. ANALISIS FINAL Y RESULTADOS.....	120
---------------------------------------	-----

3.1. Tipo de Estuario.....	120
3.1.1. De acuerdo a Indices de Mezcla.....	120
3.1.1. De acuerdo al Diagrama de Circulación.....	122
3.2. Análisis de las variaciones temporales: Mareas y Procesos de Marea	124
3.3. Aplicación de un modelo analógico de Circulación y Mezcla.....	127
3.3.1. Modelo.....	128
3.3.2. Resultados.....	132
3.4. Resultados del Balance Flujo Salino Horizontal.....	136
3.5. Análisis de la Turbulencia y de los efectos de la mezcla global.....	140
3.5.1. Procesos Turbulentos.....	140
3.5.2. Tiempo de Mezcla Vertical.....	144
3.5.3. Difusión Horizontal efectiva.....	145
3.5.4. Tiempo de Renovación.....	147
CONCLUSIONES.....	150
BIBLIOGRAFIA.....	156

INDICE DE FIGURAS

	Pág.
1.1 Modos de circulación estuarina según Elliott.....	18
1.2 Diagrama de Estratificación-Circulación de Hansen y Rattray.....	36
1.3 Clases de ondas de marea en estuarios.....	52
2.1 Vista general del Estero Cobina.....	63
2.2 Estero Cobina: ubicación de estaciones y caracte- rísticas geomorfológicas.....	69
2.3 Variación longitudinal de profundidad (MLWS) en el Estero Cobina.....	72
2.4 Variación longitudinal del área transversal media c/100 m entre E1D y E2D.....	73
2.5 Variación longitudinal del volumen medio c/100m entre E1D y E2D.....	73
2.6 Variaciones temporales de la velocidad longitu- dinal (m/s): a) en E1D, b) en E2D.....	80
2.7 Variación temporal de la estructura vertical de la velocidad longitudinal: a) en E1D, b) en E2D..	81
2.8 Variación de la componente longitudinal neta de la velocidad.....	85
2.9 Variación temporal del promedio vertical de la velocidad de marea $\langle U \rangle$	88
2.10 Variación temporal de la velocidad lateral (v): a) en E1D, b) en E2D.....	90

2.11	Variación temporal de salinidad en superficie y fondo: a) en E1D, b) en E2D.....	95
2.12	Variación vertical del promedio temporal de salinidad.....	96
2.13	Variación temporal del promedio vertical de la salinidad de marea: <S>.....	99
2.14	Variaciones longitudinales de salinidad durante las salidas de la fase preliminar: a) 28/12/90, b) 16/01/91, c) 24/01/91, d) 02/02/91.....	102
2.15	Variaciones temporales de profundidad: a) en E1D, b) en E2D.....	105
2.16	Variación promedio de profundidad en un ciclo de marea: a) en E1D, b) en E2D.....	106
2.17	Variación temporal de temperatura en superficie y fondo: a) en E1D, b) en E2D.....	108
2.18	Variación temporal de la profundidad del Disco Secchi.....	111
2.19	Variación temporal de sigma-t en superficie y fondo: a) en E1D, b) en E2D.....	114
3.1	Variaciones verticales netas según el modelo de Officer y las observaciones: a) Para la velocidad longitudinal, b) para la salinidad.....	134
3.2	Variación Longitudinal de los volúmenes (c/100m) en plea y bajamar.....	149

INDICE DE TABLAS

I	Información geométrica.....	121
II	Valores característicos de salinidad, densidad y circulación.....	121
III	Clasificación usando un parámetro de mezcla entre E1D-E2D.....	123
IV	Clasificación usando el diagrama de Hansen - Rattray.....	123
V	Parámetros de entrada y salida del modelo de Officer.....	133
VI	Componentes del flujo salino longitudinal.....	137
VII	Parámetros de turbulencia y mezcla vertical.....	141
VIII	Coefficientes de dispersión horizontal y tiempo de renovación.....	141

INTRODUCCION

Actividades humanas como pesca, maricultura, transporte y urbanismo ejercen un notable esfuerzo sobre la calidad del agua de algunos de los más importantes ambientes estuarinos de nuestro país. No obstante, muy poco se ha profundizado en torno al tratamiento de los problemas potenciales y latentes de sedimentación y polución generados de tales actividades. Las soluciones requieren la realización de estudios que posean gran significancia práctica en relación a varias cuestiones medio-ambientales de los estuarios. Se requiere del conocimiento de los procesos de circulación y mezcla.

En este marco referencial, esta investigación tiene por principal objetivo pesar cuanta aplicabilidad práctica puede derivarse del tratamiento de ciertos aspectos teórico-físicos de los estuarios, específicamente de los procesos de circulación y mezcla en el Estero Cobina, con el fin básico de contribuir al conocimiento de la calidad de agua del Estero y posteriormente al planteamiento de posibles soluciones a sus problemas.

Las aguas estuarinas son influenciadas por una serie de mecanismos dinámicos. Resulta extremadamente difícil separar los efectos de diferentes procesos de transferencia, por lo menos en condiciones naturales. Si a estos factores se suman otros no-naturales, derivados

del almacenamiento y control del flujo del río para usos de transporte, el estudio de tales procesos, se complica aún más. En este punto, resulta interesante citar a Gerald Orlob, que argumenta:

"El almacenamiento del flujo del río para propósitos de producción de energía, control del flujo, irrigación, y otros usos benéficos, usualmente resulta en una alteración significativa del ciclo hidrológico del sistema del río".

Para un pequeño sistema estuarino como el Estero Cobina el control del flujo del río realizado a través de las esclusas para efectos de transporte marítimo, altera y complica de una forma no estacionaria, los procesos de circulación y mezcla que se estudian. Teniendo esto como base, sólo se investigan relaciones donde se asume razonablemente que un proceso está dominando.

CAPITULO I

ASPECTOS TEORICOS DE CIRCULACION Y MEZCLA EN ESTUARIOS

Un estuario es definido como un cuerpo de agua que conectado a una fuente de agua dulce, experimenta sobre su longitud la acción de la marea. En este medio se originan particulares relaciones hidrodinámicas caracterizadas por patrones de circulación, mezcla, estratificación y renovación. El entendimiento de estos procesos merece importancia, toda vez que éstos se hallan influenciando permanentemente a otros relacionados con la distribución y los ciclos de particulados, nutrientes, contaminantes y organismos en estuarios. Cuando los cambios hidrodinámicos ocurren más rápidamente que aquellos relativos a transformaciones biológicas y químicas, éstos vienen a ser los factores dominantes de muchos procesos ecológicos de los estuarios (6).

Los estuarios naturales con sus fronteras irregulares, exhiben patrones de circulación de sal y masas de agua altamente complejos. El compuesto de influencias de los

factores envueltos, *i.e.*, la compleja geometría, los flujos de marea, la mezcla inducida por ellos y por las diferencias de densidad, hacen del comportamiento estuarino un objeto muy difícil para su descripción analítica.

Primariamente, la energía que conduce la generalidad de los procesos físicos de los estuarios, proviene de dos fuentes principales: el calentamiento solar y la atracción gravitacional luna-sol.

A continuación se citan algunos de los principales aspectos teóricos de los estuarios en general, con el objetivo de construir una base para la ulterior comprensión de los procesos físicos que ocurren en el Estero Cobina.

1.1. PRINCIPIOS BASICOS

Los procesos de circulación y mezcla en un estuario, han venido siendo estudiados por varios investigadores a través de sus ecuaciones gobernantes, constituidas por ecuaciones de movimiento del agua, continuidad del volumen, estado y conservación de sal.

Todas las ecuaciones están referidas a un set de planos rectangulares, OX, en la dirección horizontal, OY, en el plano lateral y OZ, en el

vertical, los mismos que resultan positivos: (a) horizontalmente, aguas abajo del estuario, *i.e.*, hacia la desembocadura, (b) lateralmente, cruzando el estuario, a la derecha del eje longitudinal, y (c) verticalmente, hacia abajo de la superficie. Con este criterio, la velocidad estuarina media respecto a sus desviaciones turbulentas (u' , v' , w') en un punto cualquiera (x , y , z) del estuario viene expresada a través de la magnitud de sus componentes medias (u , v , w) dadas en la dirección respectiva en el tiempo t . Aunque los valores instantáneos de velocidad (u_1 , v_1 , w_1) y salinidad (s_1) no suelen ser usados directamente en las ecuaciones básicas de movimiento y sal, conviene dar sus respectivas expresiones:

$$u_1 = u + u' = \bar{u} + U + u' \quad (1.1)$$

$$v_1 = v + v' = \bar{v} + V + v' \quad (1.2)$$

$$w_1 = w + w' = \bar{w} + W + w' \quad (1.3)$$

$$s_1 = s + s' = \bar{s} + S + s' \quad (1.4)$$

donde los términos con barras indican promedios en un ciclo de marea y las mayúsculas las variaciones de marea respecto a los términos medios temporales.

A continuación se citan las formulaciones básicas del balance de momentum y de sal válidas en la generalidad de los estuarios.

1.1.1.1. ECUACIONES DE BALANCE DINAMICO

La ecuación de movimiento o balance dinámico de un fluido continuo establece que el momentum de una partícula se debe a la sumatoria de las fuerzas internas (como la presión y el esfuerzo) y las fuerzas de cuerpo o externas (como la gravedad y coriolis) que se ejercen sobre ella. La mayoría de los problemas plantean sólo movimiento horizontal, entonces las ecuaciones de momentum pueden ser escritas como:

$$\frac{Du}{Dt} - fv = -\alpha \left\{ \frac{\delta p}{\delta x} + \frac{\delta \tau_{xx}}{\delta x} + \frac{\delta \tau_{yx}}{\delta y} + \frac{\delta \tau_{zx}}{\delta z} \right\} \quad (1.5)$$

$$\frac{Dv}{Dt} + fu = -\alpha \left\{ \frac{\delta p}{\delta y} + \frac{\delta \tau_{xy}}{\delta x} + \frac{\delta \tau_{yy}}{\delta y} + \frac{\delta \tau_{zy}}{\delta z} \right\} \quad (1.6)$$

$$0 = -\alpha \frac{\delta p}{\delta z} + g \quad (1.7)$$

donde $(D/Dt) = (\delta/\delta t) + [u(\delta/\delta x)] + [v(\delta/\delta y)] + [w(\delta/\delta z)]$, $f = 2w \sin \phi$ es el parámetro de Coriolis, p es la presión, α el volumen específico ($\alpha = 1/\rho$ donde ρ es la densidad), g es la aceleración de la gravedad y τ_{ij} es el esfuerzo en el plano perpendicular a O_i actuando en la dirección O_j . En estas ecuaciones las componentes del esfuerzo τ_{xx} ,

etc., son generalmente resultado de los esfuerzos turbulentos, ya que excepto en las proximidades de las fronteras, los esfuerzos debido a viscosidades moleculares son varios órdenes de magnitud más pequeños.

1.1.2. ECUACION DE BALANCE DE SAL.

La ecuación de continuidad es simplemente la representación matemática de la conservación de masa de un fluido. Para muchos problemas hidrodinámicos, su establecimiento es de fundamental importancia, pues puede ser el método de ataque para encontrar una solución que satisfaga las condiciones de borde. La ecuación de continuidad del transporte de masa aplicada a un fluido incompresible (asunción muy frecuente en estuarios), es

$$\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z} = 0 \quad (1.8)$$

La ecuación de continuidad aplicada a otra cantidad hidrodinámica, como la salinidad, recibe el nombre de ecuación de balance de sal. Pritchard trabajó en la ecuación de balance de sal promediada para uno ó más ciclos de mareas para establecer de forma matemática la clasificación de los estuarios

(12). La misma es:

$$\frac{\delta s}{\delta t} = - \mathbf{u} \frac{\delta s}{\delta x} - \mathbf{v} \frac{\delta s}{\delta y} - \mathbf{w} \frac{\delta s}{\delta z} + \frac{\partial \{K_x \delta s\}}{\partial x} + \frac{\partial \{K_y \delta s\}}{\partial y} + \frac{\partial \{K_z \delta s\}}{\partial z} \quad (1.9)$$

donde s es la salinidad; K_x, K_y, K_z son los coeficientes promedio de difusión arremolinada en las respectivas direcciones x, y, z .

Esta ecuación establece que la razón del cambio de salinidad con tiempo ($\delta s / \delta t$) experimentada en un punto fijo es causada por dos procesos diferentes: advección y difusión. La advección (términos en negritas) asociada con el flujo tanto de una masa de agua como de sal y que da como resultado un patrón neto de circulación. Los procesos difusivos (no-advectivos) están dominados por regímenes turbulentos o mezcla eddy.

1.2. CIRCULACION ESTUARINA

Este proceso físico básicamente afecta o controla el tiempo de residencia de una parcela de agua en el estuario, influenciando de esta manera a los muchos procesos ecológicos que ocurren al interior de él. Dado que la mayor variabilidad de las corrientes

usualmente ocurre con una periodicidad de marea, la circulación estuarina es usualmente considerada como el movimiento residual del agua después de que las corrientes son promediadas en uno o más ciclos de marea completos, por lo tanto su cálculo requiere de una serie de sistemáticas mediciones sobre un período extendido de tiempo. Es común referirse a las corrientes promediadas con tiempo como: corrientes netas, residuales de marea, o flujos de no-marea.

1.2.1. Fuerzas conductoras

Las diferencias del calentamiento solar causan lluvia, viento, y diferencias de temperatura del agua. La lluvia en particular, afecta a los estuarios por la energía y masa asociada con el flujo de agua dulce proveniente de los ríos, los cuales son los principales agentes conductores de la circulación estuarina. En zonas amplias y someras, el esfuerzo del viento sobre la superficie estuarina, puede ser la segunda fuerza conductora de la circulación estuarina.

La atracción gravitacional luna-sol, es responsable por la regular elevación y caída

de la marea y la producción de las más complejas corrientes de agua oscilatorias y procesos de mezcla verticales.

En la determinación de la circulación otros dos factores resultan importantes: la geometría y la batimetría del estuario (*i.e.*, los efectos de curvatura y fricción). Ambos efectos son capaces de modificar la circulación significativamente, pero ellos difieren de las fuerzas conductoras debido a que son pasivos, *i.e.*, estos factores alteran los patrones de flujo, sólo cuando las corrientes existan. Similarmente, otros factores originados por la existencia de actividades humanas en los estuarios, como drenaje de aguas, canalización, almacenamiento de agua y diversión, pueden alterar los patrones de circulación inducidos.

1.2.2. Tipos de Circulación Estuarina

Cada una de las tres fuerzas conductoras principales son responsables de un tipo de circulación en particular: (a) la circulación gravitacional (debida a la afluencia del agua del río), (b) la circulación de marea, y (c)

la circulación inducida por vientos. Aunque un estuario dado usualmente está dominado por un tipo de circulación, ésto puede cambiar temporalmente. Los dos o los tres tipos de circulación pueden operar en el estuario simultáneamente.

1.2.2.1. Circulación Gravitacional

Conocida también como la "clásica" circulación estuarina gravitacional resulta de las diferencias de elevación y densidad entre el flujo de agua del río y la masa de agua salina (6). Las menos densas aguas del río tienen la tendencia primaria de permanecer en la capa superficial. El efecto de la marea y el viento, sin embargo, es mezclar la columna de agua causando un intercambio vertical entre las aguas salinas de abajo y las menos salinas de la capa superior. Este proceso de mezcla, explica los gradientes verticales y longitudinales de salinidad en un estuario.

La inclinación de las superficies de

presión hacia el mar en la menos densa capa superficial, causa un flujo neto aguas abajo; mientras en la más salina capa del fondo, éstas se inclinan aguas arriba del estuario, conduciendo el flujo neto en la misma dirección. El flujo se vuelve nulo, alrededor de la mitad de la columna de agua, cuando la superficie de presión se hace horizontal (superficie equipotencial).

Mucha más agua toma parte de la circulación gravitacional, de la que fue introducida originalmente por el río. Este tipo de circulación es bien concebida en estuarios parcialmente mezclados.

1.2.2.2. Circulación de Marea

En la ausencia de gradientes de densidad y del esfuerzo del viento, la circulación estuarina es conducida por la acción de las corrientes de mareas. Este tipo de circulación frecuentemente es

referida como bombeo de marea ("tidal pumping"). Parece curioso que un movimiento altamente oscilatorio como las mareas sea capaz de producir un flujo neto por ciclo de marea, pero las ondas de mareas y la batimetría interactúan complejamente de forma no-linear. Debido a la variación de la batimetría estuarina, las interacciones entre las corrientes de marea y la batimetría son raramente idénticas en dos localidades del estuario. Esto se hace manifiesto por las suaves diferencias en la fuerza de las corrientes máximas de flujo y reflujos y las duraciones del flujo y reflujos. La resultante distribución espacial longitudinal y vertical, es llamada circulación de marea debida al bombeo de marea.

La circulación de marea es particularmente pronunciada en estuarios de profundidades someras y rango de marea grande. De hecho, en

la mayoría de los sistemas someros con un rango de marea de ca. 2 m ó más y moderadamente alto flujo del río, no pueden ser ignoradas ni la circulación de marea, ni la gravitacional.

Para que el bombeo de marea exista, se requiere interacciones no-lineares entre la marea y las fronteras estuarinas. Esto se explica porque: variables anchos transversales, diferencias longitudinales y transversales de profundidad, existencia de planicies de marea y curvatura del canal causan grandes gradientes espaciales de velocidad. Las corrientes de marea promediadas con tiempo son con frecuencia sistemáticamente dirigidas aguas abajo en un lado de la sección transversal y aguas arriba en el otro. La causa es la interacción fronteriza más que el efecto de Coriolis. Las corrientes netas opuestamente dirigidas en una sección transversal (*i.e.*, la

existencia de bombeo de marea) no implican una ganancia o pérdida neta de agua a largo término.

1.2.2.3. Circulación Inducida por Vientos

La dominancia de este tipo de circulación se ve favorecida en grandes expansiones de agua abierta, profundidades someras, pequeños rangos de marea y modestos flujos del río. Las lagunas son sistemas que reúnen estas condiciones. La dificultad del estudio de este tipo de circulación radica en que: Primero, es frecuentemente enmascarada por la circulación gravitacional y de marea, y segundo, el viento es altamente variable sobre períodos de minutos a semanas. Una particularmente importante componente de la varianza del viento es asociada con pasajes frontales, los cuales típicamente duran de 3 a 9 días. La duración sobre la cual las corrientes estuarinas deben ser promediadas para producir una idea de la circulación inducida por el

viento es por lo tanto muy larga, un múltiplo del ciclo del pasaje frontal. Esto usualmente la hace impráctica y costosa de medir.

Soluciones teóricas de las ecuaciones hidrodinámicas indican que un estable esfuerzo del viento a lo largo del estuario es capaz de aumentar significativamente la circulación gravitacional (8). El efecto de un viento dirigido aguas abajo incrementaría la velocidad neta de la misma dirección, aumentando al mismo tiempo el flujo neto aguas arriba de la capa inferior. Por otro lado, el efecto de un viento estable dirigido aguas arriba del estuario provocaría la existencia de un flujo de tres capas, la primera moviéndose en la dirección del viento, *i.e.*, aguas arriba, la segunda dirigida aguas abajo y la tercera, caracterizada por un reducido flujo de fondo trasladándose aguas abajo del estuario.

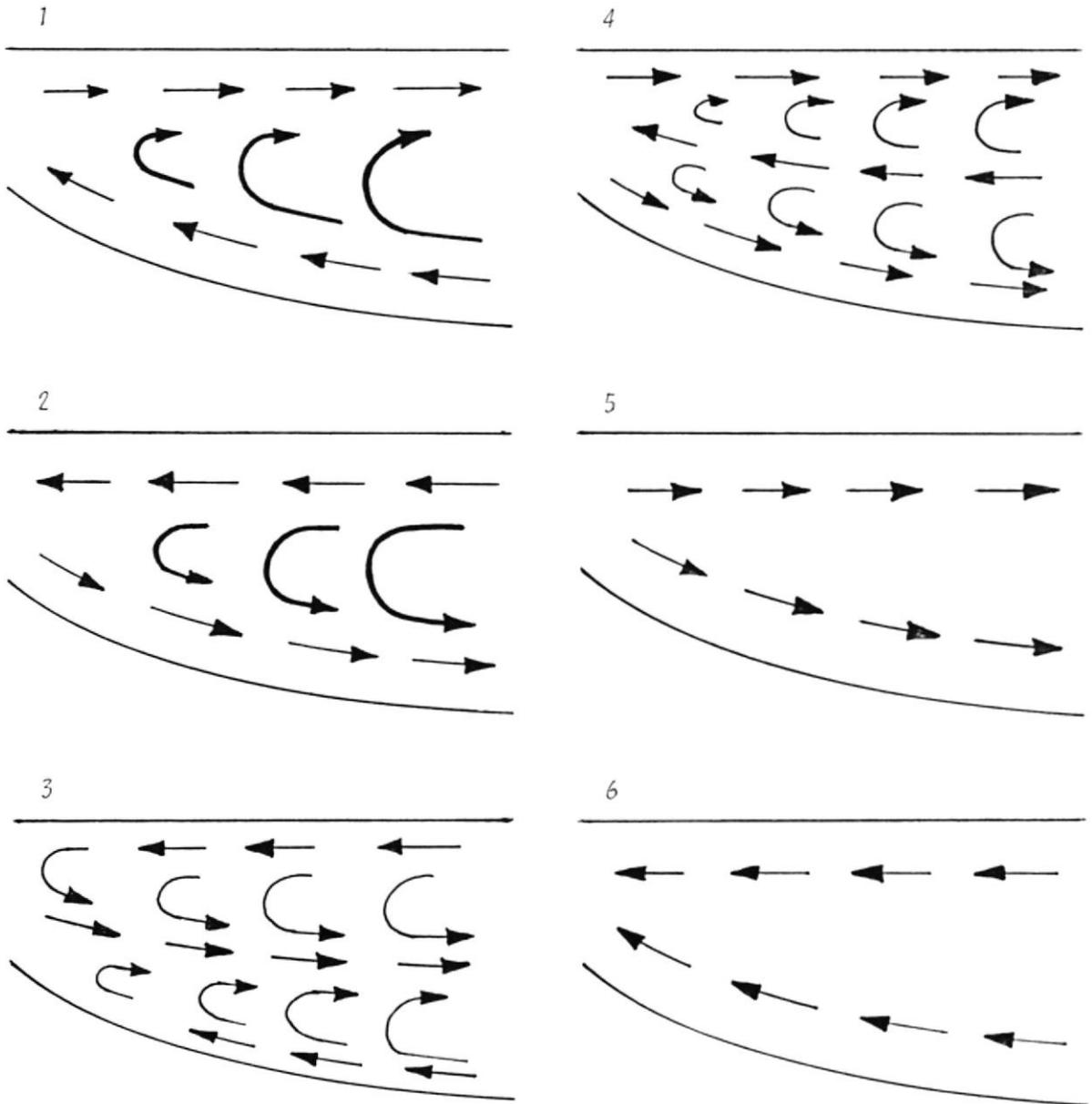
1.2.3. MODOS DE CIRCULACION

Tradicionalmente, se pensaba que la mayoría de los estuarios tenían una circulación de dos capas con el flujo superficial dirigido aguas abajo e inferior dirigido aguas arriba (circulación "clásica"). Sin embargo hubo pronta evidencia de la existencia de significantes desviaciones de este modelo conceptual, aunque la misma por ser calificada como "inusual", no fuera reportada por la literatura (8).

En 1976 Elliott logró definir una razonable perspectiva de la clásica circulación estuarina de dos capas, instalando correntómetros de registro continuo a tres profundidades por un año en el estuario Potomac, Virginia (8). Los resultados mostraron la existencia de seis modos de circulación longitudinal (Fig.1.1), los cuales representan seis estados diferentes del mismo estuario parcialmente mezclado:

1. Circulación Clásica : flujo superficial aguas abajo, subsuperficial aguas arriba.
2. Circulación reversa: flujo superficial aguas arriba, subsuperficial aguas abajo.

FIG.1.1 MODOS DE CIRCULACION ESTUARINA SEGUN ELLIOTT



3. Circulación de tres capas: flujo superficial y profundo aguas arriba, y del medio aguas abajo.

4. Circulación reversa de tres capas: flujo superficial y profundo aguas abajo, y del medio aguas arriba.

5. Circulación de Descarga: Aguas abajo en todas las profundidades.

6. Circulación de Almacenamiento: Aguas arriba en todas las profundidades.

El más común modo de circulación fue el clásico. En el Potomac ocurrió un 43% del tiempo y duró un promedio de 2.5 días. La circulación de almacenamiento ocurrió el 22% del tiempo con un promedio de 1.6 días. Le siguió la reversa con el 21% del tiempo y un promedio de 1.6 días. La reversa de tres capas ocupó el 7% del tiempo con 1.5 días de promedio; el 6% correspondió a la de descarga con 1.3 días de promedio; y finalmente la circulación de tres capas llenó el 1% del tiempo con un promedio de 1 día. La circulación clásica es usualmente seguida o por la de descarga o por la circulación reversa. La de descarga, es más comúnmente

seguida por la circulación reversa, a la que a su vez le sigue más frecuentemente de nuevo el modo clásico.

La circulación estuarina dista obviamente de ser una materia simple. Los estuarios raramente muestran un estado estable, pero exhiben bastantes complejas variabilidades temporales y espaciales, aún a pesar de que no han sido incluidas las variabilidades laterales.

1.3. PROCESOS DE MEZCLA

Los estuarios representan regiones donde el agua salina se mezcla con aguas provenientes del drenaje terrestre. La mezcla es el proceso por el cual una parcela de agua es diluida por, o redistribuida dentro de, otras masas de agua.

En estuarios, la distribución en tiempo y espacio de material disuelto (y a veces suspendido) es usada generalmente como una medida de la mezcla. La sustancia disuelta (*e.g.*, sal) puede ocurrir naturalmente o ser introducida con propósitos investigativos (*e.g.*, tinte o radioisótopos). La distribución de salinidad estuarina es el indicador de mezcla de más común uso por tres razones: 1) la salinidad es un constituyente conservativo; 2) el

océano es la principal fuente de procedencia de las sales estuarinas; 3) la determinación de la salinidad es relativamente fácil y poco costosa, y no requiere de una gran precisión debido a que la mayoría de los estuarios exhiben grandes gradientes temporales y espaciales de sal. Pero en sistemas que reciben un pequeño flujo riverino o poseen múltiples entradas de mar, puede ser necesario el uso de otro trazador para la determinación de la mezcla.

1.3.1. Fuerzas que causan la Mezcla.

La energía requerida para mezclar estuarios proviene de diversas fuentes: 1) forzamiento de marea, 2) esfuerzo del viento, 3) movimientos de otras ondas que no son mareas, y 4) el flujo del río.

El forzamiento de marea es usualmente, la más importante causa de mezcla en estuarios. La interacción entre las corrientes de marea y las fronteras estuarinas genera turbulencia y causa mezcla a larga escala como el bombeo de marea (mezcla advectiva) y efectos dispersivos (*i.e.*, lavado, corte y atrapamiento). La mezcla se produce porque una parte de la energía de las mareas se convierte en energía cinética de turbulencia,

parte de la cual se usa para aumentar la energía potencial del agua mediante mezcla vertical (1).

La mezcla conducida por vientos, es usualmente de menos importancia en estuarios, a menos de que el rango de marea sea pequeño y el estuario consista en un cuerpo de agua abierto y somero como es el caso de muchas lagunas. El viento es usualmente responsable de la generación de ondas de superficie, ondas internas, seiches de cuenca, y celdas de viento Langmuir. Cada uno de estos tipos de ondas pueden amplificar temporalmente la mezcla en estuarios significativamente.

Finalmente los ríos representan una fuente de boyantés y también causan mezcla. La diferencia de densidad entre el río y el mar conduce la circulación estuarina, la cual es una forma de mezcla advectiva. Los gradientes de presión ocurren por la inclinación de las isopicnas (usualmente isohalinas) y controla la dirección del flujo conducido por la densidad media (o flujo baroclínico), lo que frecuentemente conduce al clásico patrón de circulación estuarina (*i.e.*, circulación gravitacional). El estuario es entonces

mezclado advectivamente por un flujo neto dirigido superficialmente aguas abajo y subsuperficial dirigido aguas arriba, y en algunos casos, por vientos.

El grado de mezcla no es del todo estable. El mismo estuario es capaz de mezclarse por períodos de tiempo, más rápidamente y completamente a causa del pasaje frontal o fuertes vientos pero también puede mezclarse débil e incompletamente, a causa de la carencia de vientos. Similarmente, los rangos de marea tienen un profundo efecto en la mezcla vertical. Mareas de cuadraturas con pequeños rangos de mareas, limitan la energía de marea haciendo que la columna de agua sea más estratificada, *i.e.*, agua más densa al fondo y más liviana en la superficie. En sicigia, tanto las amplitudes de marea como las máximas corrientes se intensifican, y un suficiente nivel de energía de marea es necesaria para romper la estratificación de la columna de agua. El resultado es un aumento de la mezcla vertical, permitiendo que los nutrientes y partículas de comida de la capa del fondo se mezclen en la zona fótica y aumente la producción y

adicionalmente, exista una renovación de oxígeno en toda la columna. Este hecho hace posible que un estuario dado alterne entre los estados estratificados (de limitada mezcla vertical) a los bien mezclados (de intercambio vertical efectivo), según varíe la fase de marea.

1.3.2. Clases de Mezcla

Implícitamente ya se mencionó que la mezcla es un proceso que puede ser bien advectivo o dispersivo. La distinción entre estos dos, es bastante arbitraria, sin embargo depende de la selección del tiempo promedio. La mezcla en una escala larga de tiempo es llamada advección, y la mezcla de corto término es llamada dispersión (8). Los movimientos de circulación estuarina son generalmente los más importantes mecanismos de mezcla, pero procesos dispersivos y advectivos de corta escala pueden operar simultáneamente y deben ser considerados para efectos de que la mezcla sea caracterizada apropiadamente.

■ Advección

En la sección anterior ya se describió la acción que sobre la mezcla advectiva tienen

fundamentalmente los siguientes efectos: 1) la circulación gravitacional, causada por la acción de los ríos, 2) el bombeo de marea, originada a partir del forzamiento de marea, y 3) el esfuerzo del viento, de variable importancia en algunos estuarios. La contribución del efecto advectivo a la mezcla longitudinal total de sal en un ciclo de marea, es simplemente el producto de la profundidad de la columna de agua con el promedio vertical y temporal de la velocidad longitudinal y salinidad. Si las variaciones laterales de la velocidad longitudinal y salinidad son importantes, deben tomarse en cuenta tanto en la contribución advectiva como en las dispersivas al flujo salino longitudinal total en una sección del estuario (10). En resumen en condiciones estables el flujo salino longitudinal total debe ser nulo.

■ **Dispersión**

La mezcla dispersiva podría ser definida como el esparcimiento de la parcela de agua o las partículas disueltas en el estuario sin que exista transferencia neta de masa del fluido por sí misma. Esto es debido a varios

procesos, incluyendo: 1) lavado de marea, 2) efectos de corte, 3) difusión arremolinada (o turbulenta), 4) difusión molecular, y 5) atrapamiento de marea.

La difusión dentro del agua hace referencia al aleatorio esparcimiento de las parcelas de agua o partículas, cuyas dos causas mayormente citadas radican en el movimiento molecular aleatorio o en el movimiento turbulento o arremolinado. La difusión molecular es siempre varios órdenes de magnitud menor que la difusión turbulenta, y puede ser ignorada en estuarios. En 1963 Bowden mostró que la difusión turbulenta también es despreciable en la mayoría de las situaciones estuarinas, comparado con los efectos de lavado de marea y corte, por lo menos con respecto a la mezcla dispersiva neta sobre uno o más ciclos de marea (8).

De esta manera, la dispersión de un contaminante es conducida principalmente por la difusión de marea y por la velocidad de corte (10 y 4). El efecto de corte es la mezcla sobre un ciclo de marea debido a sistemáticas covariaciones de la velocidad y concentraciones de partículas sobre el

estuario. En otras palabras, el corte resulta de diferentes velocidades de corrientes paralelas. También a esta contribución se le atribuye ser causada por el atrapamiento del contaminante en lentas aguas que corren próximas al fondo o lados del estuario que gradualmente vuelven a mezclarse dentro del cuerpo principal de la circulación. Esto causa que el contaminante se disperse a través y a lo largo del estuario.

La difusión de marea o el lavado, ocurre porque existen diferencias de fase entre el flujo oscilante de la marea, la concentración y las variaciones de área seccional (4). De esta manera, las partículas son sistemáticamente esparcidas en una dirección sobre un período completo de marea, causando mezcla longitudinal por el mecanismo de lavado. La dispersión es también incrementada por encorvaduras y es relacionada con la razón de aspecto (ancho/profundidad).

Dyer (1977) bosquejó los coeficientes de dispersión que pueden ser usados para la predicción a partir de las salinidades observadas y velocidades medidas sobre una sección transversal (4). Esto separa los

valores medidos dentro de términos medios seccionales y una serie de términos resultantes de las desviaciones de la media y los valores oscilatorios en cualquier profundidad y posición de los valores medios seccionales. Los efectos verticales y transversales son separados, de manera que sus contribuciones individuales pueden ser comparadas. Para el caso de estuarios que consideren condiciones homogéneas seccionales, los contribuyentes del corte lateral se desprecian. Entonces el flujo medio de sal se define mayormente por los siguientes términos:

$$\begin{aligned} \bar{F} = & \bar{h}\langle u \rangle \langle s \rangle + \overline{h\langle U \rangle \langle s \rangle} + \overline{h\langle S \rangle \langle u \rangle} + \overline{h\langle U \rangle \langle S \rangle} \\ & + \bar{h}(u_v s_v) + \overline{h\langle U_v S_v \rangle} \end{aligned} \quad (1.10)$$

donde las barras indican promedio sobre un ciclo de marea y los $\langle \rangle$ denotan promedio vertical en la columna de agua. El subíndice v significa la desviación vertical de la media vertical. U , S y h son la velocidad, salinidad y la profundidad de la columna de agua variantes con marea, u , s y h barras son los valores medios por marea. El término 1 es

el resultado del flujo del río. El 2 es la compensación por el transporte hacia dentro de la onda de marea progresiva. El término 3 es el resultado de la correlación entre las variaciones de marea de salinidad y profundidad. El 4 es la correlación entre las oscilaciones de marea de velocidad, salinidad y profundidad. El término 5 es la contribución de las circulaciones gravitacionales netas verticales. El término 6 es el corte oscilatorio vertical. Los términos 1 y 2 no contribuyen a la dispersión. Los términos 3 y 4 son los términos de difusión de marea, y los términos 5 a 6 son los efectos de corte. Una conveniente medida de la relativa importancia de las dos contribuciones es el radio, v , el cual es

$$v = \frac{\text{Término 3} + \text{Término 4}}{\sum \text{Término 3 a Término 6}} \quad (1.11)$$

La evaluación de estos términos ha mostrado que son significativamente diferentes entre los principales tipos de estuarios. Para condiciones bien mezcladas, la contribución del flujo de difusión de marea será dominante y para condiciones estratificadas habrá una

contribución de ambos flujos al total del flujo dispersivo longitudinal, siendo la contribución de circulación neta más importante a medida que exista menos acción de marea.

Cuando se consideran las variaciones laterales tanto como las verticales, es importante anticipar que para el estuario de cuña salina, la circulación gravitacional vertical media es dominante sobre la transversa. En el estuario parcialmente mezclado, los términos transversos y verticales medios (e.g., 5) son similares en magnitud, y los efectos laterales son importantes en el mantenimiento del balance de sal. Los términos oscilatorios son pequeños, pero en otros estuarios parcialmente mezclados con corrientes de marea más altas estos términos (e.g., 6) y los términos de difusión de marea son considerablemente incrementados. También el aspecto de la sección transversal parece importante en la determinación de la relativa importancia de los términos transversales. En el estuario verticalmente homogéneo, los términos oscilatorios son de similar magnitud

a los términos medios, pero bastante más grande es la contribución de la difusión de marea al mantenimiento del balance de sal, derivada de las diferencias de fase entre las variaciones de marea de salinidad, velocidad y área seccional. Esto debe envolver claramente movimiento lateral de agua en o cerca de la estoa, la cual no se mezcla extensivamente con el agua de alrededor.

1.4. CLASIFICACION DINAMICA

Los esquemas de clasificación estuarinos son puntos de apoyo, que con acierto pueden ser la base para la ulterior comprensión de los procesos de circulación y mezcla del estuario en estudio. Cada uno de ellos resulta de más o menos utilidad dependiendo del objetivo del investigador. Para efectos del estudio de la circulación y mezcla en el estero Cobina, el esquema dinámico es el más adecuado, pese que para su determinación existen varias metodologías. Dos de ellas se han escogido.

1.4.1. Clasificación de Pritchard (Indices de Mezcla)

En 1955 Pritchard propuso un esquema de clasificación útil basado en la circulación y estratificación (6 y 8). Los tres tipos

básicos de estuarios son: A (altamente estratificado), B (parcialmente mezclado), y C (bien mezclado). El tipo C puede subdividirse en C1 (verticalmente homogéneo con flujo neto reverso lateralmente) y C2 (homogéneo vertical y lateralmente).

El estuario tipo A presenta una extremadamente aguda estratificación de densidades (o salinidades), de manera que el agua dulce y salina están virtualmente adyacentes, y el intercambio de sal ocurre como una función del rompimiento de ondas internas a lo largo de la pycnoclina. Este tipo usualmente exhibe bajos rangos de marea, incapaces de romper con la estratificación vertical, además de una moderada a gran cantidad de flujo del río.

El estuario tipo B, o parcialmente mezclado, se caracteriza por un gradiente de salinidad vertical que tiene la forma de la curva cotangente, con diferencias de promedios temporales de salinidad entre la superficie y el fondo de 2-10 ppm. La clásica circulación estuarina (*i.e.*, una bien desarrollada circulación gravitacional), podría ser típica de este tipo de estuario, cuyos sistemas son

caracterizados por un moderado flujo del río, y desde un moderado a gran rango de marea. El tipo de mezcla del estuario B, contribuye a incrementar el volumen de agua salina de la capa superior que fluye hacia el mar, haciendo de esta manera necesaria la acción de un más grande flujo compensatorio en la capa inferior dirigido hacia la cabecera. Los gradientes horizontales de presión establecidos por la inclinación de la superficie del agua, y modificados por la distribución de masa (salinidad), son balanceados principalmente por las fuerzas friccionales de la turbulencia inducida por marea. Se podría decir en resumen, que las características de la distribución de sal en este tipo de estuarios son cinemáticamente gobernadas por advección tanto horizontal como lateral de sal, así como por flujo vertical no advectivo.

Estuarios bien mezclados o tipo C, presentan una intensa mezcla vertical debido a la presencia de un gran rango de marea y pequeño flujo del río. De acuerdo a esto, no existe gradientes verticales de salinidad. La circulación neta es en todo lugar, o aguas

abajo (C2), o con un lado fluyendo aguas arriba y el otro dirigiéndose aguas abajo en una sección transversal (C1). En éste último caso, el bombeo de marea es el modo de circulación dominante.

El represamiento de aguas del río conduce a que un estuario pueda cambiar su dinámica estuarina debido a cambios en la mezcla de boyantés, así un estuario con una gran descarga del río podría pasar del tipo A a B, y de B a C.

Al interior de este esquema de clasificación se obtuvo un indicador de mezcla de relativo fácil obtención y uso. Este parámetro adimensional IM, viene definido por

$$IM = R \cdot T / (2P) \quad (1.12)$$

donde R, se define como la tasa promedio del flujo del río; T es el período de un ciclo de la marea y P es el prisma de marea del estuario equivalente a la diferencia entre el volumen de pleamar (V_p) y el de bajamar (V_b).

Holden (6) adjunta los valores de IM dados por Pritchard y Simmons con el fin de obtener un método de clasificación:

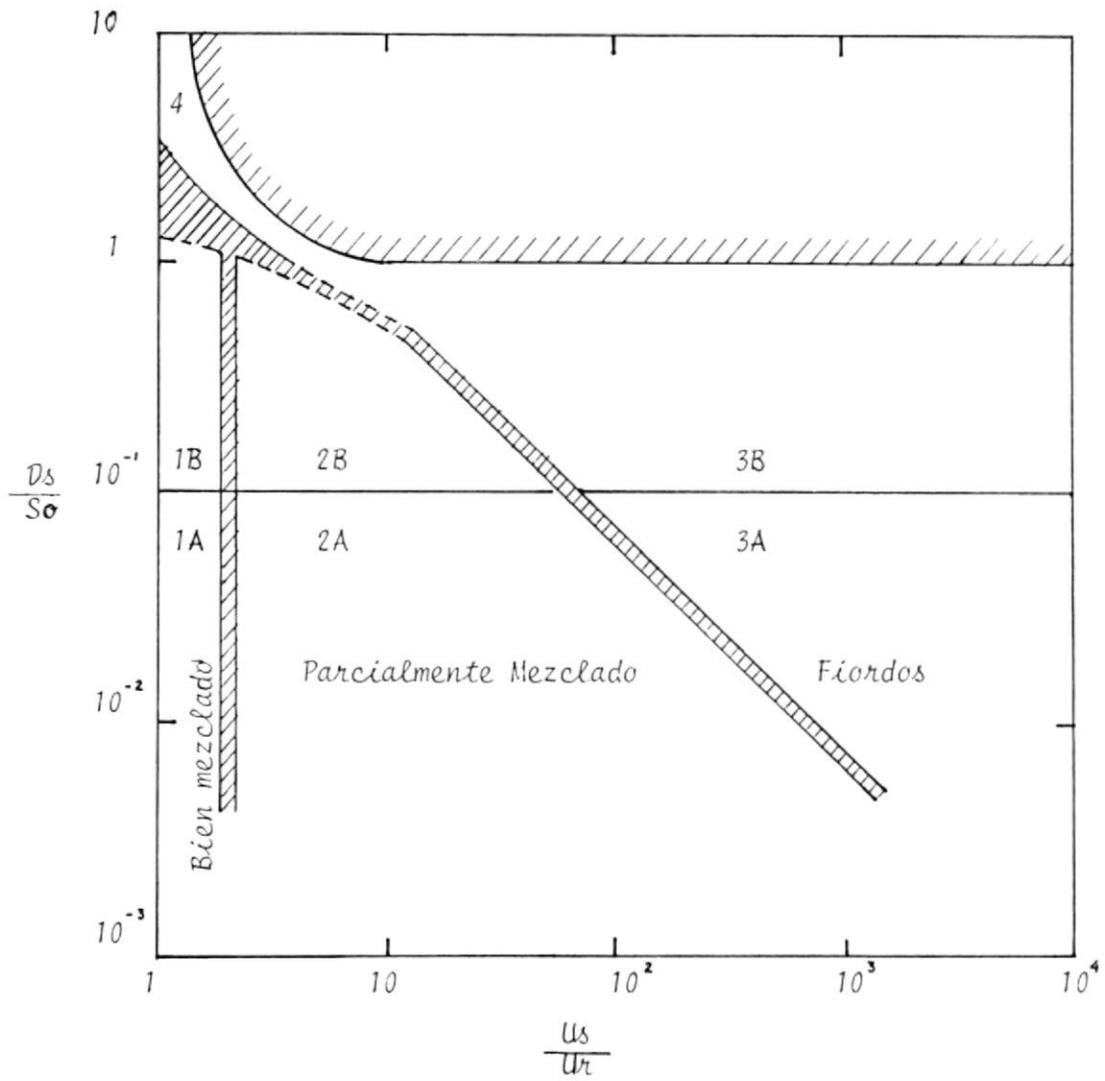
Simmons	Pritchard	Clasificación
1.0	1.0	A
0.25	0.2-0.5	B
0.1	0.1	C

1.4.2. Usando un Diagrama de Circulación.

Este esquema de clasificación diseñado por Hansen y Rattray en 1964, fue usado con éxito por Murray (1974) en el Río Guayas (9). Consiste en la obtención de dos parámetros de salinidad y circulación que se plotean en los ejes vertical y axial, respectivamente, del diagrama de la figura 1.2. El parámetro de estratificación o salinidad es el cociente de la diferencia de salinidad entre la superficie y fondo δs para la salinidad promedio, s_0 en la sección transversal. El parámetro de circulación es la fracción U_s/U_r , donde U_s es la velocidad de la superficie y U_r es la descarga del río por unidad de área.

Cuatro regiones se distinguen en el diagrama. La 1 corresponde a un estuario bien mezclado, en el cual el flujo neto no sufre reversamiento con profundidad y el flujo de sal aguas arriba es por difusión. Al interior

FIG. 1.2 DIAGRAMA DE CIRCULACION-ESTRATIFICACION DE HANSEN-RATTRAY



de la misma, la 1A muestra más mezcla vertical que la 1B. Para la región 2, el flujo neto experimenta un reversamiento con profundidad, y ambas: difusión y advección resultan importantes para el transporte neto de sal hacia la cabecera, el estuario es de tipo B, es decir parcialmente mezclado. Las demás regiones 3 y 4, responden a estuarios claramente estratificados tipo A o de cuña salina.

Dyer (4) probó este esquema de clasificación para condiciones no homogéneas lateralmente obteniendo buenos resultados. La clasificación normal de estos estuarios consideró la velocidad media de superficie U_s como el valor promedio de aquellas medidas sobre la sección transversal, mientras el parámetro de estratificación lateral D_s/s_0 fue calculado de las máximas diferencias en las salinidades medias de la superficie entre estaciones sobre la sección transversal, normalizada por la salinidad media seccional.

1.5. LOS PROCESOS TURBULENTOS EN LA MEZCLA

El flujo en estuarios es casi siempre turbulento, y esta característica afecta el mecanismo de el flujo

y sus efectos dispersivos. Debido al carácter aleatorio de la turbulencia, resulta muy conveniente que los procesos turbulentos puedan ser relacionados a las propiedades medias del fluido por medio de la parametrización, basada fundamentalmente en la obtención de coeficientes arremolinados o turbulentos de: viscosidad y de difusión o dispersión.

A menos que se cite lo contrario, las siguientes consideraciones fueron extraídas de un acertado trabajo realizado por Kenneth Bowden (2), acerca de los procesos turbulentos en estuarios, las mismas que son útiles tanto para estuarios parcialmente mezclados y bien mezclados, donde el flujo de marea juega un rol importante.

1.5.1. CARACTER DE LA TURBULENCIA

En un estuario de marea la principal fuente de turbulencia es la corriente de marea (U), cuyo flujo es esencialmente de carácter oscilatorio. Este proceso puede producir un flujo neto de una sustancia disuelta, K_x en la dirección del gradiente de concentración. Aunque la escala de tiempo para la generación y decaimiento de turbulencia es pequeña, comparada con el período de marea, hay varias

consideraciones de porque la distribución de turbulencia y el esfuerzo de corte en la columna de agua no debe ser considerada estado estable: 1) porque la onda de marea es distorsionada en un estuario, de manera que generalmente la corriente de flujo es mayor que la de reflujo y la fase de corriente varía con profundidad; 2) el flujo de la corriente de densidad es superpuesto, aunque no linealmente en perfil vertical debido a la corriente de marea; y 3) los cambiantes gradientes de presión y aceleraciones causan que la distribución del esfuerzo, y probablemente de la turbulencia cambien, influyendo en la aceleración y deceleración de la fase del flujo.

1.5.2. TIPOS DE TURBULENCIA

La turbulencia en estuarios se genera a 3 niveles: 1) en o próxima al fondo, propagándose hacia aguas arriba; 2) el interior del fluido, *i.e.*, en las profundidades centrales donde el gradiente de densidad es más importante; y 3) en o próxima a la superficie, *e.g.*, el efecto del esfuerzo del viento en la generación de la deriva superficial y ondas. Generalmente, la

turbulencia de los dos primeros niveles resulta de mayor importancia, aunque en ciertos casos la influencia turbulenta del viento no pueda ser despreciada.

1.5.2.1. Turbulencia próxima al fondo

Bowden (1) sostenía que casi en todos los casos, el flujo de marea es turbulento a todas las profundidades mientras que próxima al fondo la viscosidad turbulenta se aproxima linealmente con distancia de su límite.

La turbulencia generada cerca del fondo, es directamente responsable del esfuerzo de corte en la cuenca, el cual es un parámetro importante en la dinámica del flujo en toda la columna de agua. También determina la habilidad del flujo para traer material de fondo en suspensión y transportarlo a lo largo del estuario. El esfuerzo de corte en la cuenca puede ser fácilmente determinado a través de la siguiente ecuación:

$$\tau = k\rho u|u| \quad (1.13)$$

donde u es medida a una profundidad estándar, usualmente 1m del fondo; k es el coeficiente de fricción que depende de la rugosidad de la cuenca y de la profundidad estándar a la que u es medida (tiene un valor del orden 2.5×10^{-3}).

1.5.2.2. Turbulencia a medias Profundidades

En un estuario, el flujo riverino es superpuesto a la corriente de marea. El gradiente de densidad horizontal, el cual es una característica esencial en un estuario, tiene el efecto fundamental de causar un perfil de velocidad variante con profundidad, hacia el mar en la capa superior, y aguas arriba en la inferior, para ser superpuesto por la corriente de marea. Si el gradiente de densidad permanece despreciable, como es el caso de los estuarios bien mezclados, uno podría esperar que la distribución horizontal del esfuerzo y energía

turbulenta sea sólo escasamente afectada. En otras palabras, que la corriente de densidad pudiera ser tratada como una pequeña perturbación del flujo de marea.

Sin embargo, el flujo estuarino que varía con profundidad tiende a producir gradientes de densidad a lo largo de la vertical, por advección. Las fluctuaciones turbulentas por ellas mismas, tienden a reducir estas diferencias, pero se duda que aún en estuarios bien mezclados estas diferencias puedan ser siempre despreciadas. Aunque el gradiente de densidad promedio en un ciclo de marea sea pequeño, el efecto dispersivo debe ser considerable.

El efecto inicial de un gradiente de densidad estable es reducir la amplitud de los movimientos verticales turbulentos mientras se tiene un pequeño efecto en los movimientos horizontales. Esto reduce toda la intensidad turbulenta y reacciona en el esfuerzo de corte

y la difusión vertical turbulenta. Al tiempo, un nuevo estado de equilibrio dinámico vendría a establecerse, con una reducida intensidad de turbulencia, especialmente en la vertical, y probablemente incrementados gradientes de densidad y velocidad media. Los incrementados gradientes, tenderían a ser concentrados próximos a la media profundidad, dejando relativamente capas bien mezcladas cerca de la superficie y altas salinidades cerca del fondo.

El flujo de sal, o de otra sustancia indicadora directamente asociada con la componente horizontal de la turbulencia, es un término que contribuye a la dispersión longitudinal en el estuario. Otros términos se derivan de la variación vertical en corriente y salinidad con las componentes estacionarias y variables con marea, y de las variaciones similares en la dirección transversal. En un

estuario parcialmente mezclado, el flujo turbulento horizontal podría tomar parte de sólo un pequeño porcentaje de la dispersión total. La distribución de salinidad en la vertical, sin embargo, juega un importante papel en todos estos procesos, y esta distribución es largamente determinada por el flujo vertical turbulento de sal.

■ **Coefficientes de viscosidad y difusión arremolinada**

Para considerar los efectos turbulentos cuantitativamente, resulta conveniente recordar las definiciones adicionales introducidas en las ecuaciones (1.1) a (1.4). En la presencia de turbulencia y de gradientes espaciales de salinidad s_1 , el valor de salinidad en un punto dado puede fluctuar entre su media, s , y una parte fluctuante s' , dada por la turbulencia, *i.e.*,

$$s_1 = s + s'$$

similarmente, la velocidad longitudinal u_1 , y vertical w_1 , en punto dado, vienen dadas respectivamente por:

$$u_1 = u + u'$$

$$w_1 = w + w'$$

entonces el transporte longitudinal y vertical de sal debido a turbulencia es dado respectivamente por:

$$F_x = \rho \overline{u's'} \quad (1.14)$$

$$F_z = \rho \overline{w's'} \quad (1.15)$$

por unidad de área, por unidad de tiempo. Las barras significan medias respecto a las fluctuaciones turbulentas.

Con el objeto de tomar en cuenta el esfuerzo de corte turbulento dentro de la dinámica del flujo, la siguiente aproximación es necesaria:

$$\tau_z = -\rho \overline{u'w'} = -\rho N_z \frac{du}{dz} \quad (1.16)$$

donde se puede definir al coeficiente de viscosidad turbulenta

N_z como análogo a la viscosidad cinemática.

De manera similar, el coeficiente de difusión vertical K_z , puede ser definido a partir del transporte de sal en esa dirección:

$$F_z = \rho \overline{w's'} = \rho K_z ds/dz \quad (1.17)$$

Bowden (1), cita que en la teoría de turbulencia localmente isotrópica, Kolmogoroff encontró que tanto la difusividad como la viscosidad turbulenta, aumentan con la escala del fenómeno en cuestión. La idea básica es que un amplio espectro de movimientos turbulentos, o remolinos, existen en escalas que varían desde menos de 1 cm hasta las mismas dimensiones del cuerpo de agua. De esta manera, un pequeño parche de contaminante conservativo podrá ser dispersado por remolinos menores a su tamaño, mientras que remolinos más grandes lo podrán transportar advectivamente como un todo. A medida que el parche del

contaminante aumenta de tamaño, remolinos de mayores dimensiones tomarán parte de su dispersión. Así, el coeficiente efectivo de difusión turbulenta se incrementará con el tamaño del parche.

Por otro lado, en flujos homogéneos se podría esperar que los valores de K_z y N_z sean ca. iguales y alcancen sus máximos valores a medias profundidades. La presencia de un gradiente estable de salinidad tiende a reducir ambos, pero K_z es afectado más que N_z , de manera que el radio K_z/N_z también es disminuido. El efecto de la estratificación sobre K_z y N_z puede ser definido a través de un conveniente parámetro llamado el número de flujo de Richardson, R_f , definido por:

$$R_f = \frac{g(\overline{\rho'w'})}{\rho \overline{(u'w')}} \frac{du}{dz} \quad (1.18)$$

El cual es el radio de la razón del trabajo hecho por la mezcla vertical en contra de las fuerzas de boyantés

para la razón de generación de energía turbulenta por el esfuerzo de corte. Bowden (2), prosiguiendo con el análisis de los efectos de la turbulencia, sostiene que a excepción de que exista una significativa transferencia de turbulencia por difusión, es necesario que

$$R_f < 1 \quad (1.19)$$

De las ecuaciones anteriores se deduce que:

$$R_f = R_i K_z/N_z \quad (1.20)$$

donde R_i es la forma normal o "local" del número de Richardson,

$$R_{i1} = \frac{g(\rho/dz)}{\rho (du/dz)^2} \quad (1.21)$$

La siguiente condición es consecuencia de la de arriba

$$R_i < N_z/K_z \quad (1.22)$$

La práctica indica que existen varias dificultades al usar el número local (o normal) de

Richardson como un parámetro de estabilidad en flujos estuarinos. Esto radica especialmente, en que el concepto en que Richardson es basado es que la energía turbulenta está generándose en el mismo espacio y al mismo tiempo en que está siendo usada por la mezcla vertical, si $du/dz=0$, esto no implica que no esté generándose energía turbulenta, y Ri se convierte en ∞ . Este hecho que evidentemente ocurre en cierto estado de la marea, estaría implicando más bien que la energía turbulenta estaría advectándose o esparciendo en forma difusiva, a otras regiones vecinas donde du/dz diferente de 0. En vista de las dificultades enunciadas, es a veces preferible trabajar con un número de Ri global, definido por

$$Ri_g = \frac{\bar{gh}\bar{dp}}{\rho u_*^2} \quad (1.23)$$

donde u_* , es la velocidad a media profundidad media, \bar{h} la profundidad media y \bar{dp} es la

diferencia de densidad del fondo a la superficie.

1.6. TIPOS DE MAREA EN LA CIRCULACION ESTUARINA

El análisis de la variabilidad temporal que experimenta la circulación en un estuario requiere del conocimiento del tipo de mareas que lo afectan. La influencia de mareas hace que el flujo en estuarios sea inestable en tiempo tanto durante el período de marea como durante las largas fases lunares.

Las mareas en estuarios y canales no tienen características astronómicas. Ellas representan la respuesta de cuerpos someros a una exaltación externa, originada y mantenida mayormente por la marea oceánica. La altura de onda y velocidad se convierten en funciones de profundidad, lo cual introduce posterior distorsión del movimiento. También están involucrados los siguientes procesos no-lineales:

- gradientes de nivel del agua por disminución del fondo o presencia de bajíos.
- fricción proporcional al cuadrado de la velocidad.
- flujos de relativa alta velocidad.
- gradiente de la velocidad de la onda de la marea por gradiente de profundidad.

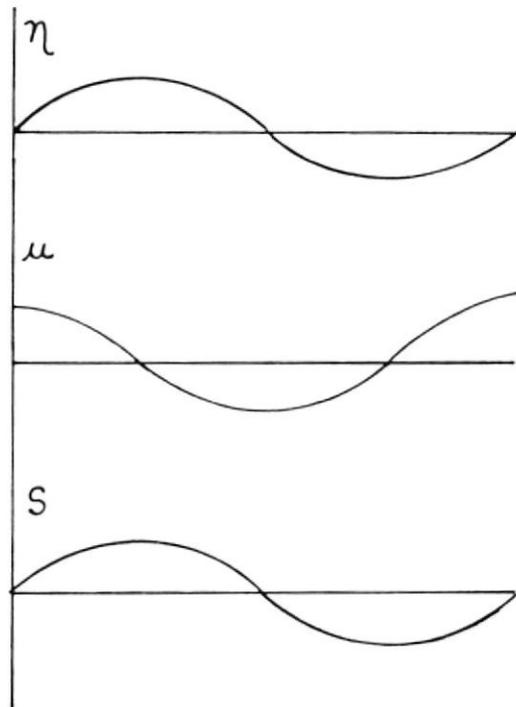
En brazos y canales, dos principales tipos de ondas pueden estar presentes:

1) Ondas Progresivas, que asumen un canal sin límite en la cabecera para evitar reflexiones. Esto implica una dependencia directa entre la velocidad de la onda y la altura del nivel del agua, lo que conlleva a una distorsión espacial y temporal del perfil. Temporal porque al viajar las crestas más rápidamente que los senos, la duración del flujo es menor que la del reflujó. Espacial, porque en los casos reales, estuarios o canales suficientemente largos disiparían su energía de marea antes de la reflexión por fricción, lo cual provocaría la disminución de la amplitud de marea y corrientes hacia la cabecera. Chavarría (3), observó el carácter más bien progresivo de las mareas en el Río Guayas, donde la duración del flujo es ca. de 5.5 hrs mientras el reflujó dura 7.5 hrs.

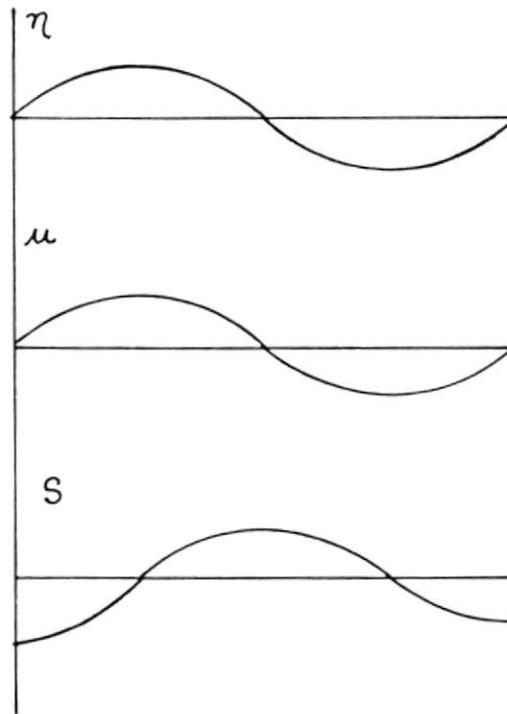
2) Ondas estacionarias, o seiches, que se producen a partir de la reflexión de la onda de marea incidente en un extremo del canal siempre y cuando la longitud y profundidad del canal sean adecuadas. La onda estacionaria se caracteriza por un aumento de su amplitud en el punto de la reflexión y desfaseamiento de la misma respecto a las corrientes de 90° . Sus ecuaciones para golfos y canales usan la

FIG. 1.3 CLASES DE ONDAS DE MAREA EN ESTUARIOS

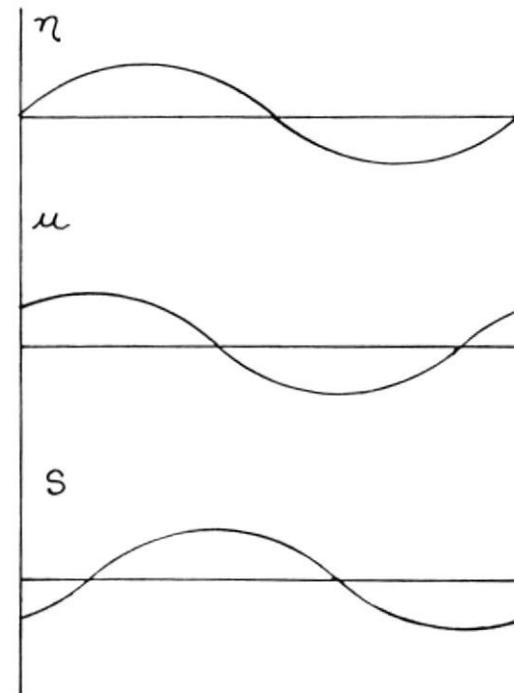
(a) Onda Estacionaria



(b) Onda Progresiva



(c) Típico estuario Parcialmente mezclado



η = elevación de la marea
 μ = velocidad de la corriente de marea
 S = salinidad

aproximación hidrostática, en las cuales no hay consideración de los efectos rotacionales de la Tierra. Existe un sinnúmero de modos de oscilación, para estas ondas, pero el modo fundamental considera una longitud de onda $L = 4L_c$, donde L_c es la longitud del canal. Generalmente el nodo está en la desembocadura y el antinodo en la cabecera, *i.e.*, existe un aumento del rango de marea en la cabecera respecto a la boca. Incrementos de amplitud también pueden deberse a otras causas como: distorsión espacial del perfil de mareas o por convergencia del canal.

En estuarios largos y bajos varias ondas de marea pueden estar presentes al mismo tiempo (6). En la figura 1.3 se observan 3 casos de respuestas de marea en estuarios, en los que el caso más común es el 1.3c, *i.e.*, cuando existe disipación de energía antes y después de la reflexión por la mezcla de ondas estacionarias y progresivas.

1.7. EFECTOS DE LA CIRCULACION Y MEZCLA SOBRE UN CONTAMINANTE CONSERVATIVO

En los modelos unidimensionales, cuando una carga de contaminante conservativo se introduce en un cuerpo de agua, tienen lugar 2 acciones fundamentales:

a) Dispersión, proceso responsable del cambio de

concentración de un contaminante no por efectos hidrodinámicos, sino por el gradiente de concentración a través de una determinada superficie de contacto (Ley de Fick).

b) Transporte advectivo, asocia el cambio de concentración de un contaminante con el movimiento de la masa de agua a través de distintos volúmenes.

Consideraciones bidimensionales no pueden dejar de lado el efecto de la mezcla vertical. Dispersión horizontal, advección y mezcla vertical son procesos estuarinos que necesariamente deben ser estudiados en referencia a la acción de los procesos de circulación y mezcla sobre un contaminante. En la mayoría de estos procesos, el enfoque más práctico para un contaminante conservativo resulta de la consideración del agua del río como un trazador (1). De manera que calcular la razón en la cual el agua del río es desalojada del estuario conducía, consecuentemente a la obtención de la razón de remoción de un contaminante que es introducido al estuario.

A continuación se citan algunas simples metodologías para estuarios en que la mezcla vertical por mareas es importante:

■ Tiempo de la mezcla Vertical

La importancia práctica de la mezcla vertical es doble. Primero, ésta determina la razón a la cual un contaminante introducido a una cierta profundidad se extiende en la columna de agua, y segundo, en conjunción con la velocidad de corte, juega un importante rol en la dispersión horizontal (2). La escala de tiempo de la mezcla vertical, puede ser expresada en términos del tiempo t durante el cual una descarga instantánea en una cierta profundidad pudiera dispersarse, de manera que su distribución en la vertical tiene una desviación estándar σ_z dada por:

$$\sigma_z^2 = 2K_z T_{mv} \quad (1.24)$$

Si σ_z es 5 m, entonces $T_{mv} \approx 35$ hr para un $K_z = 1$ $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$, 3.5 hr para $K_z = 10$ $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$, y 21 min para $K_z = 100$ $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$. Esto ilustra que para una fuerte corriente de marea, en aguas homogéneas, cuando K_z puede alcanzar varias centenas de $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$, una mezcla completa puede ocurrir en una profundidad de 10 m, en media hora. Para obtener una rápida reducción en la concentración de un contaminante descargado, una buena mezcla vertical sería ventajosa. Pero, por otro lado, para lograr un rápido vaciado del contaminante del estuario, sería ventajoso por

ejemplo que la descarga permaneciera próxima a la superficie y fuera llevada aguas abajo por la circulación neta sin que sufra apreciable mezcla la capa inferior.

La aproximación citada arriba, útil para los procesos turbulentos en profundidades centrales, ha empezado a partir de condiciones de flujo en aguas homogéneas y a considerado modificaciones debido a un creciente grado de estratificación vertical. Pero en el caso de un estuario de dos capas, donde no existen continuos gradientes de velocidad y densidad de la superficie al fondo, el uso de coeficientes turbulentos de viscosidad y difusión viene a ser menos útil y mejor será usar el modelo de dos capas, en el cual el intercambio de momentum y material a través de la interfase es representado por la fricción interfásial y coeficientes de intercambio.

■ Método Clásico del Tiempo de Renovación

Considerando el agua del río como un trazador, el tiempo de renovación es el tiempo que toma remover un volumen de agua dulce acumulado presente, a una razón R de flujo del río.

Consideremos a R como la razón de flujo de agua del río y F el volumen total de agua dulce acumulada en el estuario. El estado estable es asumido, de manera

que R representa también la razón a la cual el agua dulce es removida del estuario. Esto significa que T_r es dado por

$$T_r = F/R \quad (1.25)$$

Un alcance alternativo, en estuarios donde los movimientos de marea parecen ser el principal proceso de mezcla, es intentar calcular la razón de intercambio procedente de la data en las mareas y de las dimensiones físicas solamente.

En el método clásico de prisma de marea descrito por Holden (6), se asume que toda el agua entrante durante la marea de flujo (prisma) viene a ser completamente mezclada con el agua en el estuario, y que el flujo de refluo consiste de esta agua mezclada, la cual no entra con el siguiente flujo. Para un tiempo "infinito" de ciclos de marea en los que R o en su lugar una sustancia contaminante q ha estado ingresando continuamente en cada ciclo a un segmento del estuario, cuyo volumen en baja marea es V_b , volumen de plea V_p y Prisma P (volumen intermareal) = $V_p - V_b$, entonces el volumen de agua dulce (F), o contaminante (Q) acumulado en el segmento es:

$$F = R(1-r)/r \quad (1.26)$$

$$Q = q(1-r)/r \quad (1.27)$$

donde $r = P/V_p$, se denomina razón de intercambio, y representa la porción de agua que sale por el reflujó del segmento. Asimismo, T_r puede ser calculado con la fórmula ya dada (ec. 1.31), *i.e.*, $T_r = F/R$ luego,

$$T_r = (1-r)/r \quad (1.28)$$

Este método puede dar el límite mínimo de el tiempo de renovación porque la asunción de mezcla completa en cada período de marea podría no estar justificada. La atracción de este método consiste en que sólo requiere del conocimiento del rango medio de marea, del flujo del río, y de la topografía del estuario. El conocimiento de la distribución de salinidad no es requerido.

▪ Difusividad Horizontal efectiva

El conocimiento de la dispersión longitudinal en un estuario es importante para la consideración de la final dispersión de un contaminante.

Stommel sugirió que el mejor procedimiento práctico para la determinación del coeficiente efectivo de difusión horizontal en series, es usar la distribución del agua del río a través de secciones transversales, y entonces aplicar estos coeficientes en problemas de polución en el estuario (1). El

método fue destinado para aplicarse sólo en estuarios desestratificados en los cuales la mezcla se debió a mareas. De la integración de la ecuación 1.9, respecto a x , y previa a la asunción de condiciones estacionarias de la cantidad de sal para un modelo unidimensional, el coeficiente efectivo de K_x es

$$K_x = \frac{R \cdot s_0}{A} \frac{ds}{dx} \quad (1.29)$$

donde A es el área de la sección transversal, R el flujo del agua del río, s_0 el promedio seccional de la salinidad, y ds/dx , el gradiente longitudinal de salinidad.

Los estudios realizados en torno a la ecuación 1.29, indican que en general se puede esperar una fuerte dependencia de K_x a consecuencia del aumento del flujo del río, por estación del año o por el incremento de su influencia aguas arriba del estuario. Esta ecuación puede ser expresada en la forma de diferencias finitas y aplicada a las observaciones de salinidad para calcular el valor de K_x en una serie de secciones a lo largo del estuario.

Sin embargo, basados sobre los ya mencionados aspectos que afectan los procesos de mezcla en

estuarios de marea, existe al menos otra metodología para el cálculo de K_x que debe ser citada, y es aquella que se deriva de las contribuciones que hacen tanto el flujo difusivo de marea F_m como el de corte F_c al flujo dispersivo longitudinal total F_T . Las siguientes formulaciones se derivan del trabajo de Officer (11):

$$K_{xm} = -\frac{C \cdot T}{2\pi B h} F_m \quad (1.30)$$

donde K_{xt} es el coeficiente de difusión de marea, B y C son las amplitudes de las variaciones de salinidad y velocidad con marea, respectivamente y T el período de la marea. Para el correspondiente coeficiente de difusión por velocidad de corte, K_{xc} tenemos

$$K_{xc} = -\frac{F_c}{h ds/dx} \quad (1.31)$$

donde h es la profundidad y ds/dx , el gradiente longitudinal de salinidad. Por último, el coeficiente de dispersión longitudinal, K_x , es simplemente la suma de los coeficientes hallados por corte y marea, *i.e.*,

$$K_x = K_{xm} + K_{xc} \quad (1.32)$$

Está implícito, que en la mayoría de los estuarios cuya distribución de salinidad vertical puede

considerarse como bien mezclada, la determinación de valores de K_x también representa al coeficiente de difusión por marea, K_{xm} . Mientras que en estuarios más estratificados ambas contribuciones no pueden despreciarse.

CAPITULO II

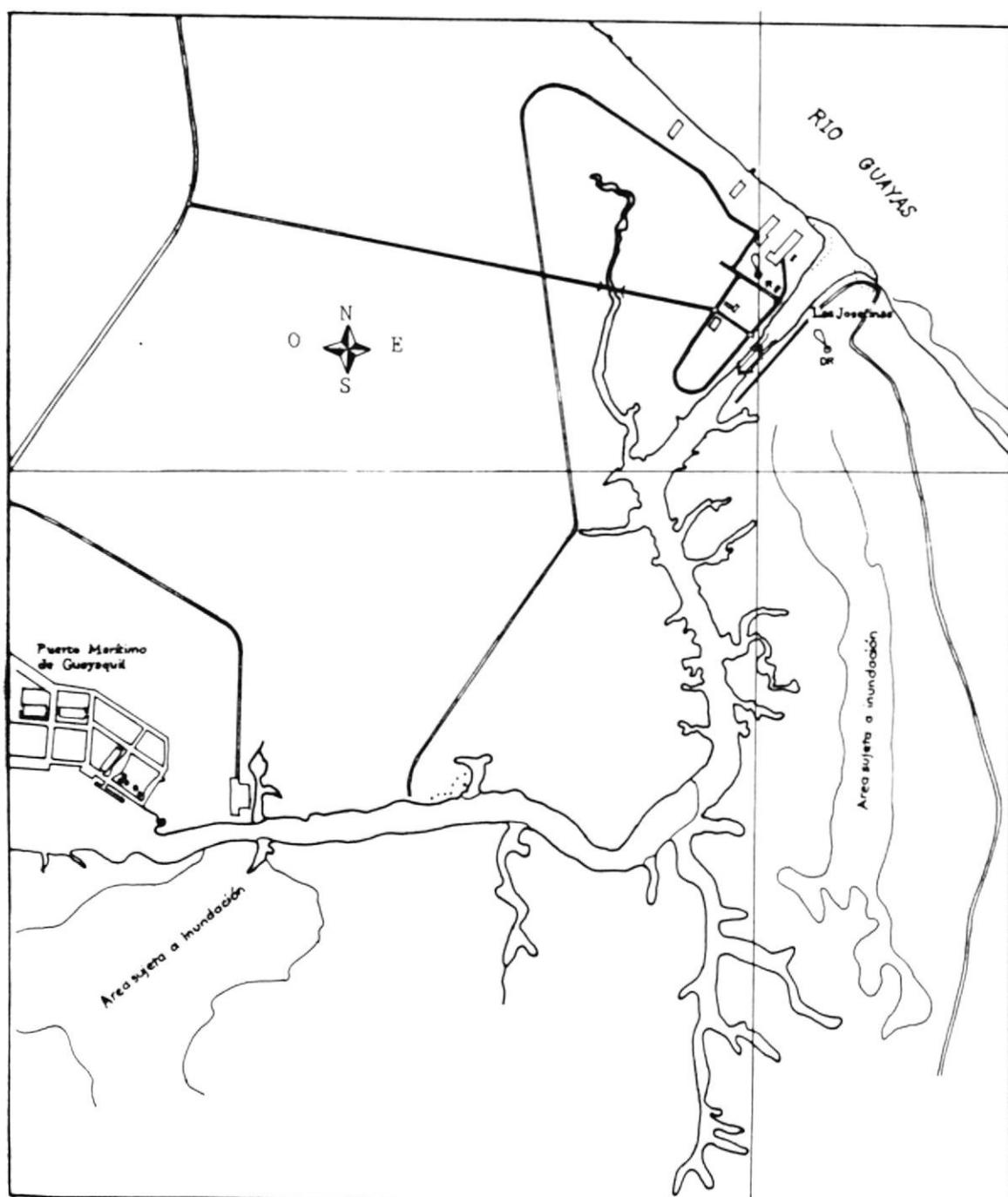
METODOLOGIA Y TRATAMIENTO PRELIMINAR DE LA INFORMACION

2.1. DESCRIPCION Y MARCO GEOGRAFICO

El Estero Cobina (fig. 2.1), es un pequeño sistema de características estuarinas, tributario del Estero Salado situado al Sur de la ciudad entre $2^{\circ}15.4'S$ y $2^{\circ}17.1'S$ de latitud y $79^{\circ}53.7'W$ y $79^{\circ}51.8'W$ de longitud.

La influencia fluvial que recibe del Río Guayas es restringida por un sistema de esclusas, el mismo que fue diseñado para permitir el paso de embarcaciones menores del Guayas hacia el Puerto Marítimo y viceversa. Esta situación hace que el aporte de agua dulce usado para los procesos de mezcla en el interior del canal ubicado al oeste de las esclusas, sea no estacionario, dando al canal particulares características de mezcla. Las esclusas también constituyen un elemento divisor, que convierte al Estero Cobina en dos cuencas "semicerradas", la

FIG. 2.1 VISTA GENERAL DEL ESTERO COBINA



primera adyacente al Puerto Marítimo y mucho más larga, se extiende unos 5.4 Km al Oeste de las Esclusas y la segunda ubicada en el lado Oriental recibe el aporte libre del Río Guayas a lo largo de sus 800 m de longitud.

Los estudios presentados en este informe, fueron llevados a cabo durante 1990-1991 y están centrados primordialmente en la sección Oeste, la misma que por ser más larga y conformar un sólo sistema, se halla más susceptible a problemas sedimentológicos y de contaminación.

Un informe publicado en 1985 por el Laboratorio de Hidráulica de Delft (15) parece ser el único antecedente de estudios realizados en el Estero Cobina. De él se hará referencia a los valores obtenidos para los volúmenes de filtración y operación que penetran por ciclo de marea a la sección Oeste del canal durante la estación seca (Julio de 1984).

2.2. METODOLOGIA DE CAMPO

La investigación cubrió dos etapas. La primera abarcó desde Dic/90-Abr/91, tuvo por objetivo el conocimiento de la zona de estudio en diversas fases de la marea: sicigia, cuadratura e intermedia, demarcación de las estaciones, establecimiento de

los patrones característicos de circulación y salinidad longitudinales y verticales en puntos de plea y baja de las mismas. Este muestreo tuvo la desventaja de ser muy puntual a la hora del análisis, especialmente al querer representar el comportamiento promedio del estero en un ciclo de marea completo, de ahí surgió la necesidad de realizar un segundo tipo de muestreo. Efectivamente, durante Nov/91 se realizó una salida de campo de 24 horas en dos secciones del estero en la cual se obtuvo las variaciones diurnas superficiales y subsuperficiales de salinidad, temperatura y velocidad de corriente por cada 2 horas de intervalo aproximadamente.

Los resultados de este estudio, están en su totalidad referidos a las condiciones de la estación seca de un año normal (*e.g.* 1990, 1991) en las cuales se asumen despreciables las variaciones del caudal del Río Guayas por precipitación, así como pérdidas de flujo por evaporación. No se consideran cambios de la circulación o mezcla del estuario debido a variaciones meteorológicas.

2.2.1. MATERIALES Y EQUIPOS UTILIZADOS

Botellas Niskin equipadas con termómetros reversibles fueron lanzadas en superficie y

fondo para la colección de muestras de agua de salinidad y obtención de temperaturas. Las salinidades se determinaron mediante el uso de un salinómetro de inducción Beckman RS-9,, mientras información de circulación fue hallada a través del empleo de un correntómetro NBA, el mismo que arrojó estimaciones de magnitud y dirección con una precisión de $\pm 2\%$ fsd y $\pm 10^\circ$, respectivamente.

El NBA es una unidad submarina que posee sensores e interfase electrónicas, el cual se conecta a la superficie a través de un cable oceanográfico a una consola, en cuya pantalla aparece la información requerida. La detección de dirección y velocidad de las corrientes se hace a través de diferentes mecanismos. La dirección es determinada por un compás de precisión de doble montaje. En el caso de la velocidad, el impulsor, rotado por las corrientes de agua, está magnéticamente acoplado por medio de la cabeza del bulbo frontal a un mecanismo de sensor óptico el cual convierte la rotación a corrientes conductoras en la escala de m/s. Finalmente, rangos de velocidad y dirección se obtienen de 0 - 2.5 m/s y 0 - 360°,

respectivamente. La resolución de la dirección es de 2.8° .

A pesar de la teórica versatilidad del NBA como equipo de campo, su utilización fue sólo efectiva en la obtención de datos de magnitud y dirección de la velocidad del agua en el plano horizontal. Data de profundidad en metros dada por el mismo aparato fue desechada en vista de su inexactitud, en lugar de ella fue considerada simplemente la longitud de cabo largada en el lance. Los intervalos de profundidad con que se monitorearon las columnas de agua de cada estación estaban dados en metros, estimándose las décimas de metros. Este método de medición de profundidad también fue usado durante el lance de la botella Niskin de fondo.

2.2.2. ESTACIONES

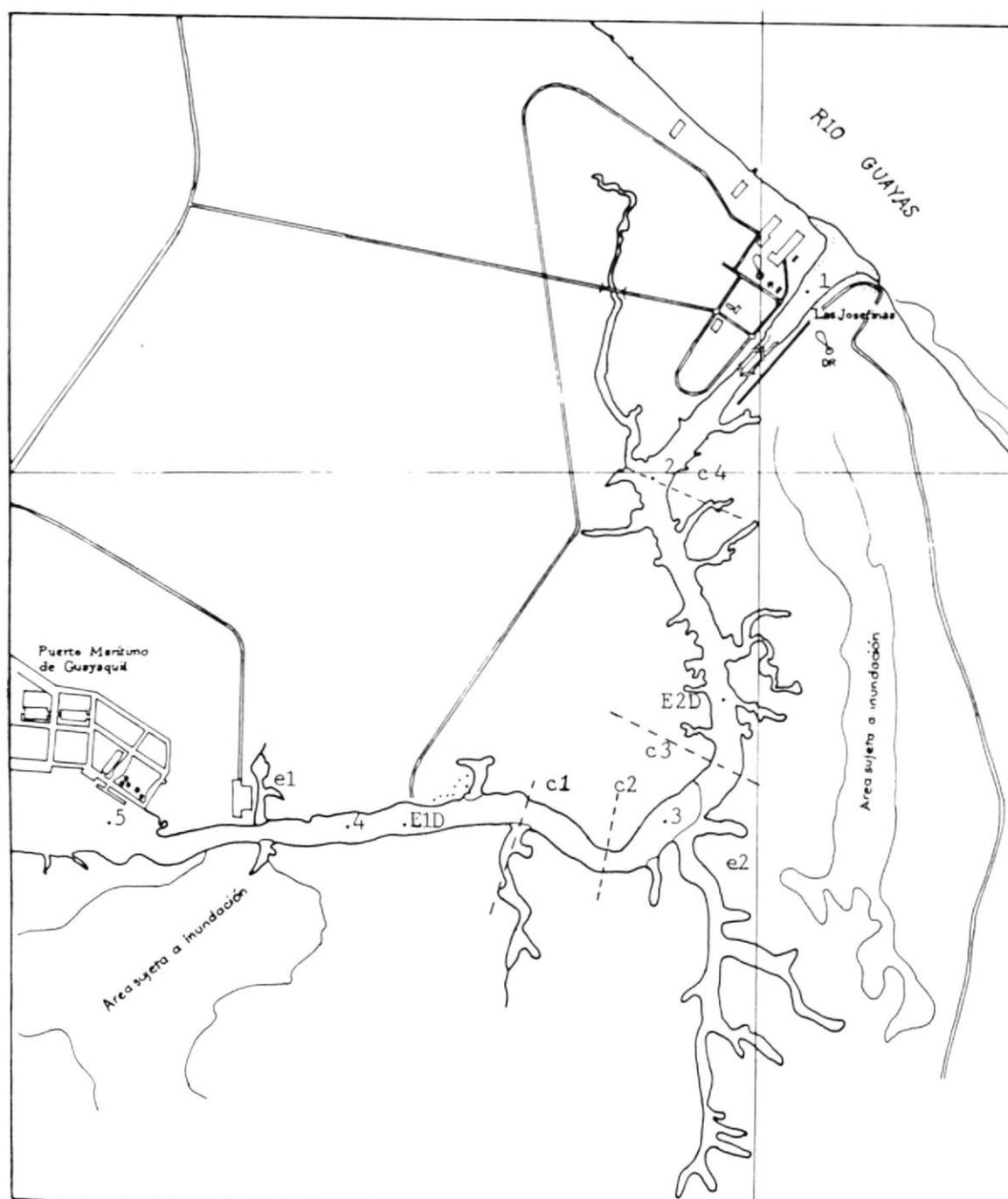
Como inicialmente se mencionó, durante el muestreo de 24 horas se obtuvieron variaciones temporales de temperatura, salinidad y circulación entre intervalos aproximados de 2 horas en los puntos centrales y posiblemente más profundos de dos

estaciones denominadas "diurnas": E1D y E2D (fig. 2.2) . Estos puntos de muestreo fueron determinados considerando las características de salinidad, circulación y geomorfológicas halladas en la etapa preliminar, además de accesibilidad y fácil localización, *i.e.*, intentando alcanzar la mayor representatividad de las características del estuario tomando en cuenta el tiempo, material y personal utilizados.

E1D y E2D se encuentran separadas 2400 m. La primera se halla más próxima a la desembocadura del estuario distante unos 1100 m, posee 9.2 m de profundidad media cerca del punto central y rangos de marea de 4.5 m. La segunda estación ubicada a 1900 m de las esclusas, es notablemente más somera: 3.6 m de profundidad media en el punto central y soporta inferiores rangos de marea: 3.1 m aproximadamente.

Para efecto del cálculo de las velocidades longitudinales y laterales se hizo indispensable la obtención del ángulo de orientación de los ejes longitudinales de cada estación, los que respectivamente fueron 84° y 350° respecto al norte geográfico.

FIG. 2.2 ESTERO COBINA: UBICACION DE ESTACIONES Y CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS



Entre las dos estaciones es evidente el asentamiento urbano al lado izquierdo del eje longitudinal, la presencia de manglar, pequeñas entradas a ambos lados (algunas de las cuales desaparecen en marea baja), y por el lado derecho se observó la existencia de una estación de bombeo de una camaronera próxima a E2D, y de la entrada más grande del estero que se extiende perpendicular al eje del canal principal.

En este estudio, información de salinidad de otras 4 estaciones obtenidas en la etapa preliminar comprendida de Diciembre de 1990 a Febrero de 1991, fue utilizada para dar ciertas inferencias sobre las variaciones longitudinales de sal a lo largo del Cobina para distintos estadios de fase lunar, así como estación del año.

2.3. CARACTERISTICAS GEOMETRICAS Y MORFOLOGICAS

En parte, cada cuerpo de agua está caracterizado por su propia estructura geomorfológica, la cual se encuentra ejerciendo una acción constante sobre el régimen hidrodinámico del sistema.

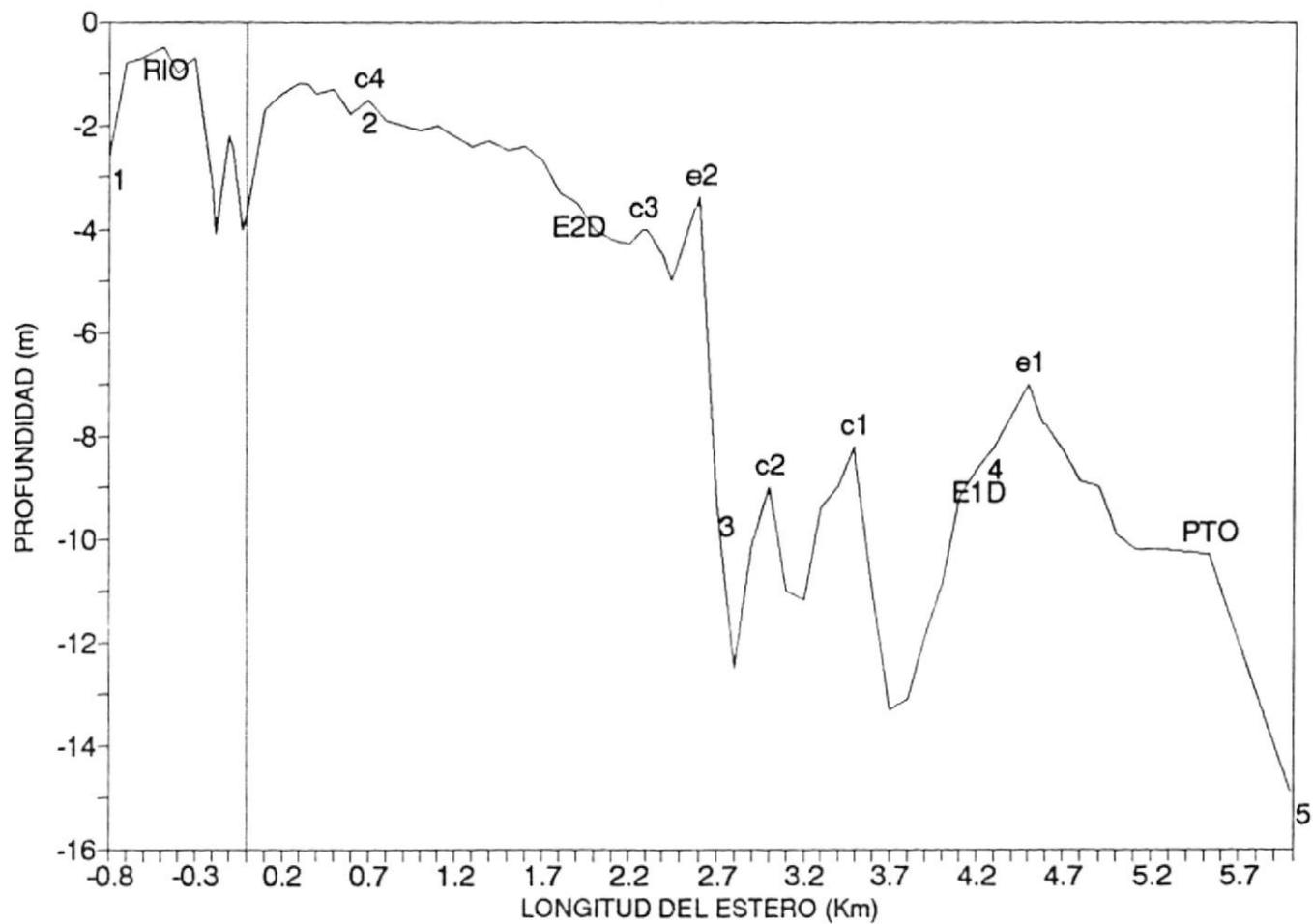
En efecto, las dimensiones físicas del estuario juegan un papel importante en la interacción entre

el flujo del río y las corrientes de mareas. Por ejemplo, en estuarios estrechos como El Cobina el efecto de Coriolis es despreciable. Pero a cambio de ello, los efectos de curvatura del canal, longitud de la columna de agua, variaciones de las áreas transversales y promontorios tienen la propiedad de producir turbulencia e inestabilidad de los gradientes de velocidad aumentando en algunos casos la mezcla vertical y permitiendo puntos de reflexión de ondas en otros.

La figura 2.2, citada con anterioridad, entrega una vista horizontal del Estero realizada a partir de una carta náutica de 1984, en la que se advierte además de la estrechez general del canal, la presencia de codos o curvaturas de ángulos relativamente pronunciados, y la existencia de algunas entradas a ambos márgenes del Estero.

Las variaciones longitudinales de profundidad respecto al nivel medio de bajamares de sicigia (MLWS) en el eje central del canal están representadas en la figura 2.3, en la cual, las rayas verticales marcadas por números y letras mayúsculas señalan las secciones entre las cuales se interpoló los anchos para $c/100m$ de longitud. También se calcularon los valores medios tanto las variaciones longitudinales area transversal (fig.

Fig.2.3 VARIACION LONGITUDINAL DE PROFUNDIDAD (MLWS) EN EL ESTERO COBINA



2.4) como de volumen (fig. 2.5) entre las dos estaciones principales de este estudio, E1D y E2D.

Las siguientes características geométricas longitudinales se pueden inferir a partir de la observación de las figuras:

- Las variaciones de secciones transversales, así como de volumen dependen más de las variaciones de profundidad que las de anchura del canal.

- En la estación E1D y E2D se encuentra confinada la más irregular geometría de todo el Estero, caracterizada por la existencia de 3 pronunciadas curvaturas (c1, c2, c3), la entrada más significativa a unos 2600 m de las Esclusas (e2), y de las variaciones de profundidad más drásticas e irregulares (existencia de promontorios).

- Adicionalmente, se observa que los promontorios de el Estero Cobina se hallan directamente asociados con la presencia en esos lugares de curvaturas y de entradas de agua. Esto último es razonable debido a que en los lugares de curvatura y entradas de agua, la inestabilidad de las corrientes longitudinales y laterales aumenta, convirtiéndose en un lugar propicio para la formación de mayor turbulencia y de corrientes nulas que favorecen el incremento de turbidez del agua y luego la depositación de

Fig.2.4 VARIACION LONGITUDINAL DEL AREA
TRANSV. MEDIA C/100 m ENTRE E1D Y E2D

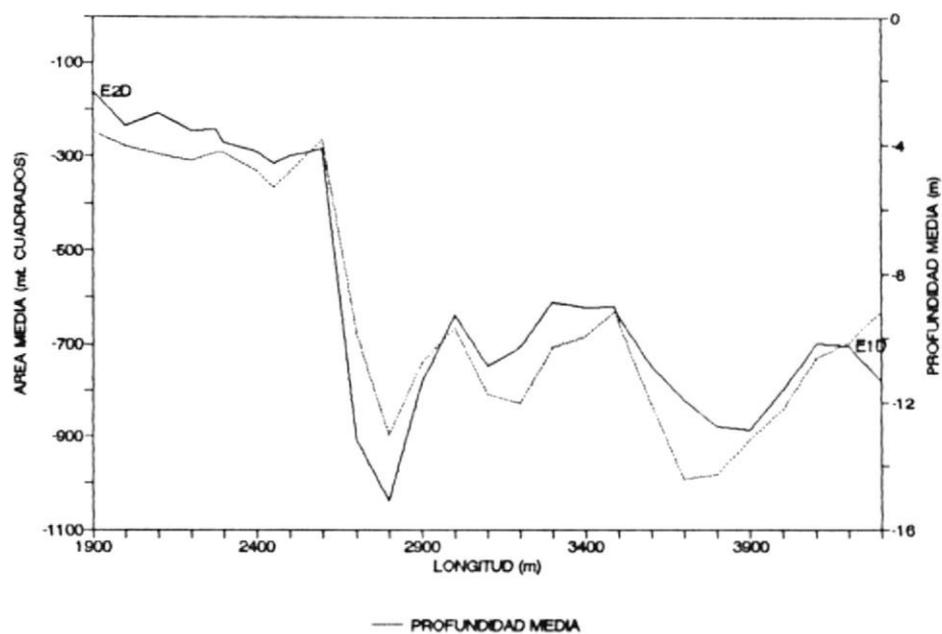
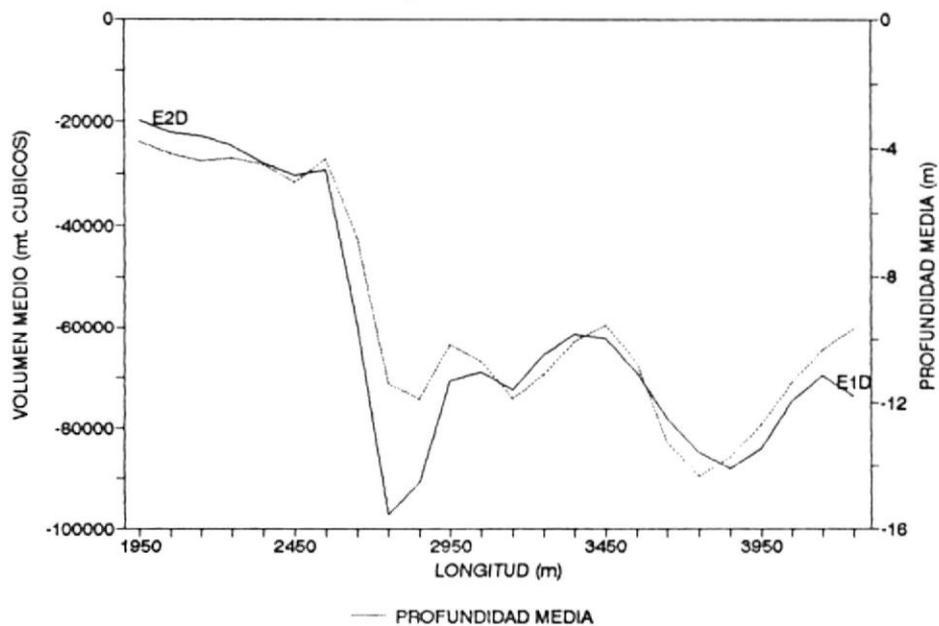


Fig.2.5 VARIACION LONGITUDINAL DE
VOLUMEN C/100 m ENTRE E1D Y E2D



sedimentos.

2.4. PRINCIPALES PARAMETROS FISICOS

2.4.1. CIRCULACION

De los valores de circulación obtenidos (V) en el campo fue necesario hacer simples transformaciones trigonométricas con el objeto de obtener los respectivos valores longitudinales (u) y laterales (v), *i.e.*,

$$u = |V|\cos(\beta-\alpha+180) \quad (2.1)$$

$$v = |V|\sen(\beta-\alpha+180) \quad (2.2)$$

donde β es la dirección del vector velocidad obtenida por el correntómetro y α es el ángulo del eje longitudinal de la sección respecto al norte (84° en E1D y 350° en E2D). Cabe indicar que en lo que respecta a las velocidades longitudinales (u), éstas son positivas cuando tienen el mismo sentido de el refluo, *i.e.*, cuando se dirigen del Río Guayas al Estero Salado ("aguas abajo"), de lo contrario son negativas. Por otro lado las velocidades laterales son positivas cuando están dirigidas a la derecha del eje longitudinal positivo, y negativas cuando el sentido de los vectores es hacia la

izquierda. Este esquema es frecuentemente utilizado en la literatura científica, y resulta útil para hacer comparaciones con otros estuarios.

2.4.1.1. CIRCULACION LONGITUDINAL

Para establecer que es lo que pasa con los patrones de circulación longitudinal a cada profundidad fue necesario:

1.- La utilización de las profundidades relativas (z/h) que no son sino porcentajes de profundidad respecto al total de la columna, *i.e.*, varían de 0 - 1.

2.- La obtención de los valores de velocidad longitudinal para cada 10% de profundidad relativa.

3.- La obtención de velocidades longitudinales 6 horas antes y después de la plea para cada 0.1 de profundidad relativa. La hora exacta de las pleamares fueron obtenidas de la tabla de mareas del Puerto Marítimo.

4.- Debido a que el estudio abarcó ca. dos ciclos de marea, los valores de las horas "repetidas" se promediaron, para obtener finalmente una variación temporal de las velocidades longitudinales en un ciclo de marea promedio. Obviamente, dado el carácter discreto de las mediciones, en este paso fue necesario realizar las interpolaciones respectivas.

5.- Finalmente, también se pudo obtener una variación vertical de las velocidades longitudinales netas, las cuales fueron calculadas a partir de los promedios de las curvas de variación temporal en 1 ciclo de marea para cada profundidad relativa.

El criterio adoptado para la velocidad longitudinal en los 3 últimos pasos fue empleado también para la salinidad superficial (s_s) y de fondo (s_f) de ambas estaciones, y el de los dos pasos penúltimos para las variaciones temporales de

profundidad $h(t)$.

Bajo este esquema y recordando la nomenclatura empleada en las ecuación (1.1), y asumiendo condiciones homogéneas laterales, la circulación longitudinal se puede expresar apropiadamente de la siguiente manera:

$$u(z,t) = \bar{u}(z) + U(z,t) \quad (2.3)$$

$$\langle u \rangle = \langle \bar{u} \rangle + \langle U \rangle \quad (2.4)$$

donde las barras significan promedios en un ciclo de marea, la mayúscula la variación de la marea (oscilación cuya media temporal siempre es nula) y los $\langle \rangle$ indican los promedios en toda la columna. Acotaciones válidas también para el tratamiento de la salinidad $s(z,t)$ (ec. 1.4).

▪ $u(z,t)$: Variaciones Temporales

Con el objeto de realizar un análisis global de las variaciones temporales de la velocidad longitudinal en ambas estaciones

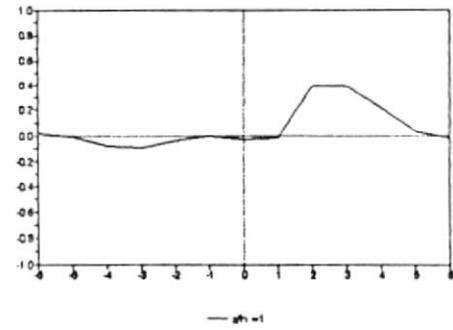
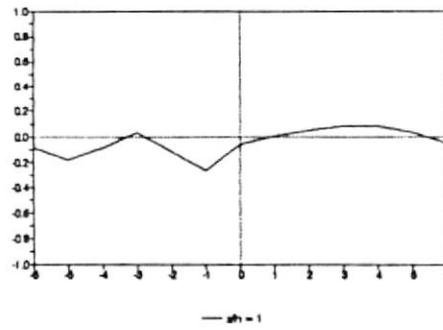
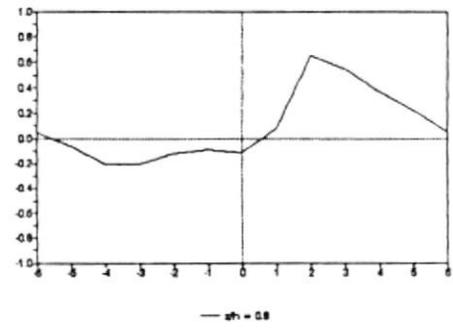
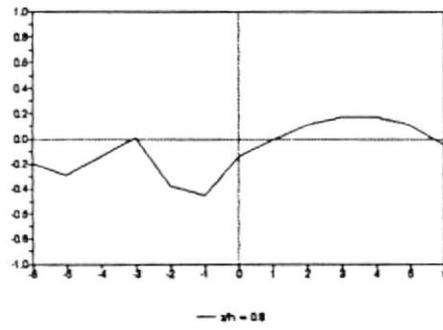
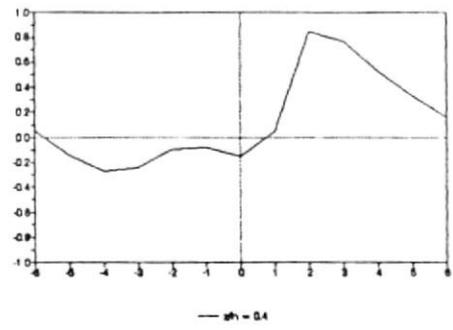
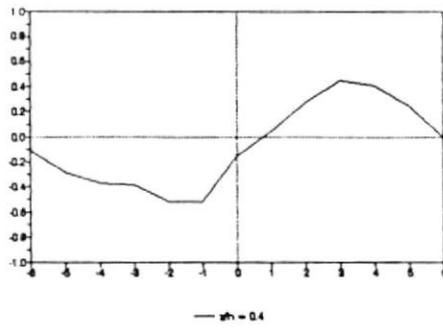
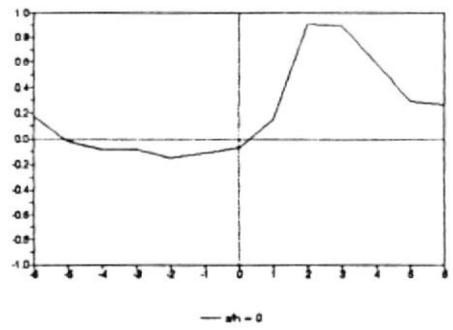
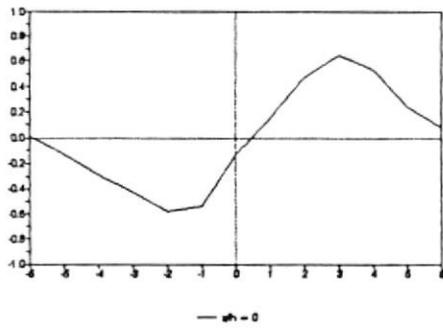
prescindiendo del uso de muchos gráficos (figs. 2.6 a y b), se realizó una gráfica de la variación temporal de la estructura vertical de la velocidad longitudinal (u) en un ciclo de marea para cada estación, E1D y E2D (figuras 2.7 a y b, respectivamente).

Para la estación E1D, lo siguiente fue observado:

- Similitud entre las curvas de flujo y reflujos sobre el 50 % de profundidad relativa (z/h).
- Tanto los valores absolutos de las velocidades de flujo como las de reflujos fueron menores a 0.7 m/s.
- A todas profundidades, curvas de reflujos mucho más regulares que las de flujo.
- Curvas de reflujos se inician entre apróx. 0.5 a 1 hr. después de la pleamar.
- Eje vertical de simetría del flujo situado entre 3-4 horas después de

a) En E1D

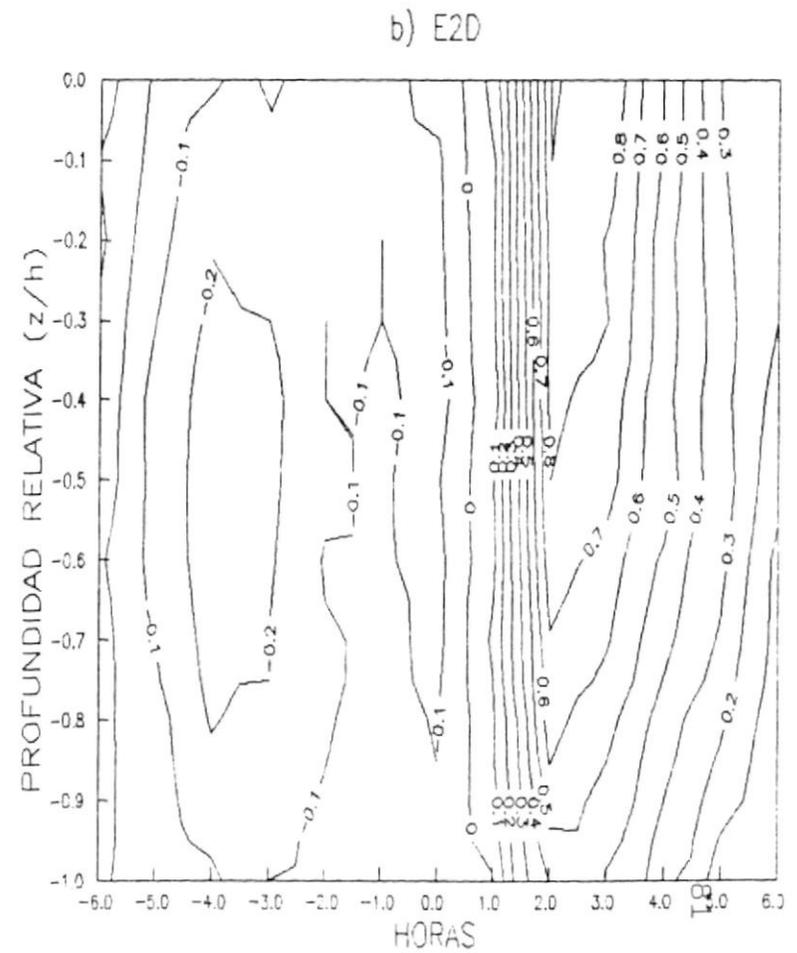
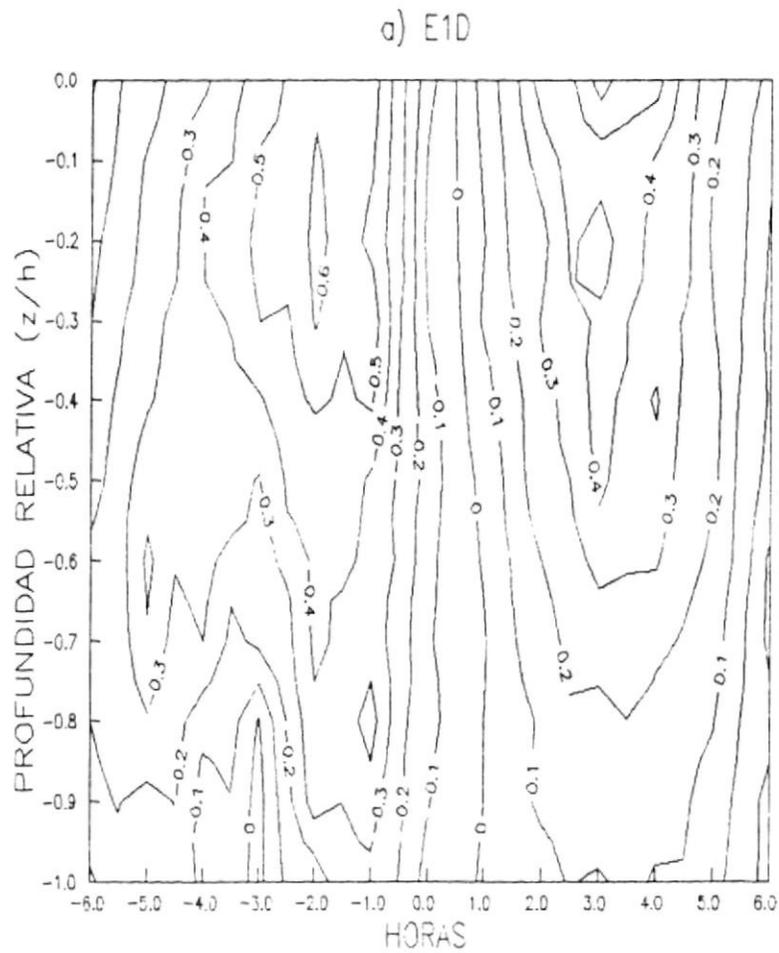
b) En E2D



Horas

Horas

Fig. 2.7 VARIACION TEMPORAL DE LA ESTRUCTURA VERTICAL DE LA VELOCIDAD LONGITUDINAL (m/s)



la pleamar, cuando existen las máximas velocidades con profundidad.

- Duración del flujo mayor que la del reflujó, incrementándose más o menos uniformemente con profudidad. Por el contrario, el tiempo de reflujó disminuye desde apróx. 5.5 h en superficie hasta 4.5 h en el fondo. Cabe señalar que aunque por motivos prácticos se ha considerado un período de ciclo de marea equivalente a 12 horas, realmente tiene ca. 12.5 hr en el Puerto.

- Velocidades de reflujó disminuyen con profundidad especialmente en la capa inferior al 0.5 de z/h.

- La irregularidad del flujo aumenta particularmente a partir de la mitad inferior de la columna de agua, en la que pueden distinguirse dos ejes verticales de simetría, el 1º. ubicado 1-2 horas antes de la plea y el 2º. 4-5 horas antes de la plea.

En la estación E2D se observó:

- Intenso gradiente de velocidades con tiempo a todas profundidades aproximadamente a 1-2 horas después de la plea.

- Inferior magnitud de las velocidades en flujo (<0.3 m/s) que las de reflujos (<1.0 m/s).

- La regularidad de las curvas de reflujos es mucho más notable que las de flujos

- Casi a todas profundidades el reflujos se inicia apróx. 0.5 horas después de la plea.

- El eje de los senos de las velocidades de reflujos se sitúa alrededor de 2 horas después de la plea, mientras que el de las de flujos se halla de 3-4 horas antes de la plea.

- En general desde la superficie hasta el fondo se observa poca irregularidad de las curvas de velocidad.

A grosso modo, las siguientes

generalidades se pueden inferir de la observación de los gráficos de ambas estaciones:

- Se distinguen corrientes de reflujo 6 horas después de la plea y de flujo 6 horas antes de la plea, concordante con la teoría de ondas estacionarias en el canal.

- A todas profundidades las corrientes de reflujo son más regulares que las de flujo.

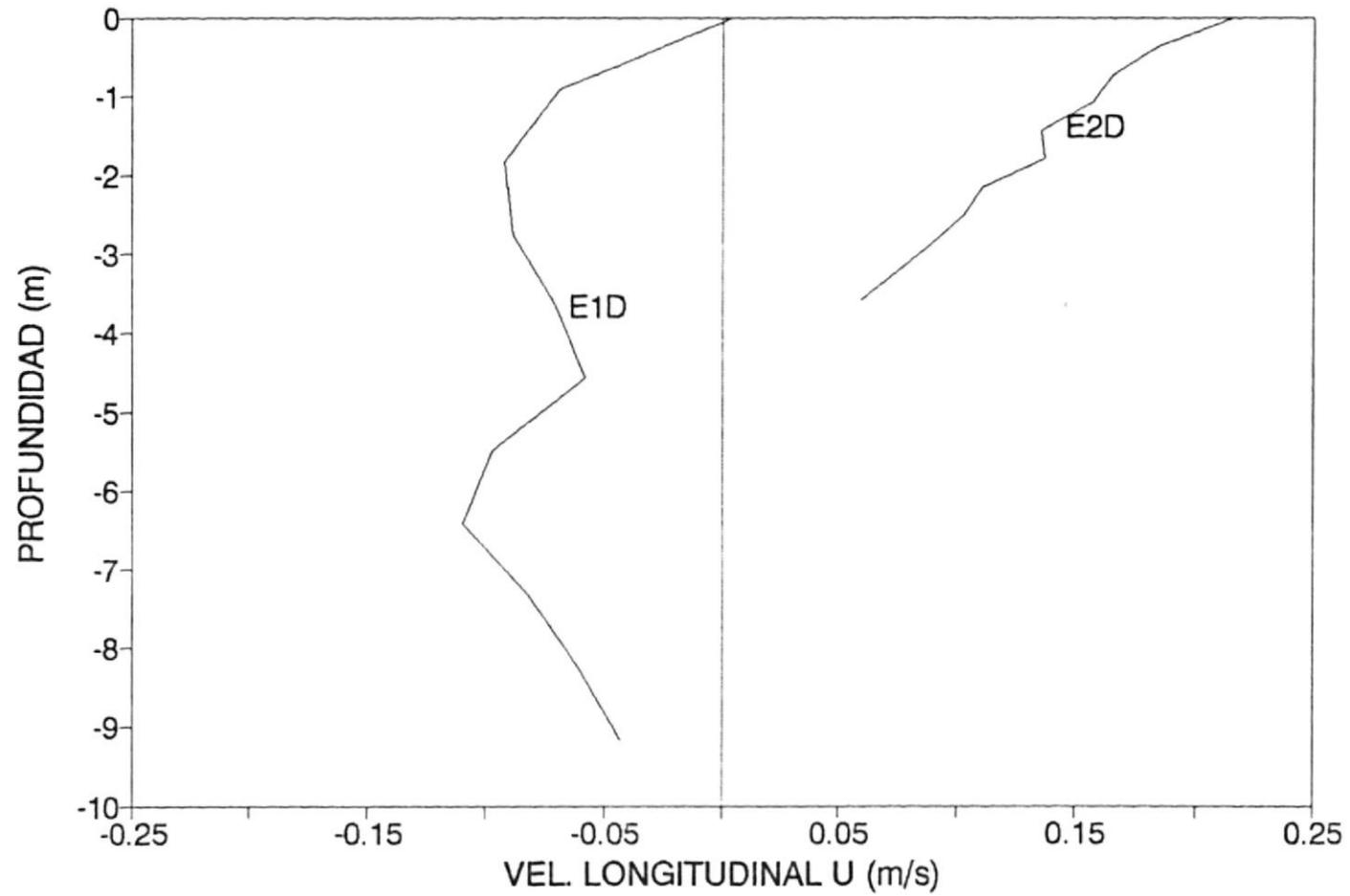
- En general se observó una disminución de la magnitud de las velocidades con profundidad.

■ $\bar{u}(z)$: Variaciones Verticales de la componente neta

Las curvas de la figura 2.8 corresponden a las variaciones verticales de la velocidad longitudinal neta en las estaciones E1D y E2D, de cuyas observaciones puede ser inferido lo siguiente:

- En la estación E1D a excepción de un insignificante valor positivo en

Fig.2.8
VARIACION VERTICAL NETA DE U



la superficie, todas las velocidades son negativas, *i.e.*, se dirigen aguas arriba del canal (circulación de almacenamiento). Un valor máximo de 11 cm/s es alcanzado por debajo del 50% de la columna de agua.

- En la estación E2D, todas las velocidades son positivas, *i.e.*, se dirigen aguas abajo del canal (circulación de descarga). Las variaciones de velocidad con profundidad decrecen casi linealmente desde un valor máximo en superficie de 22 cm/s a un mínimo de 6 cm/s próximo al fondo.

▪ **<U>: Promedio Vertical de la Variación Temporal de la componente de la marea**

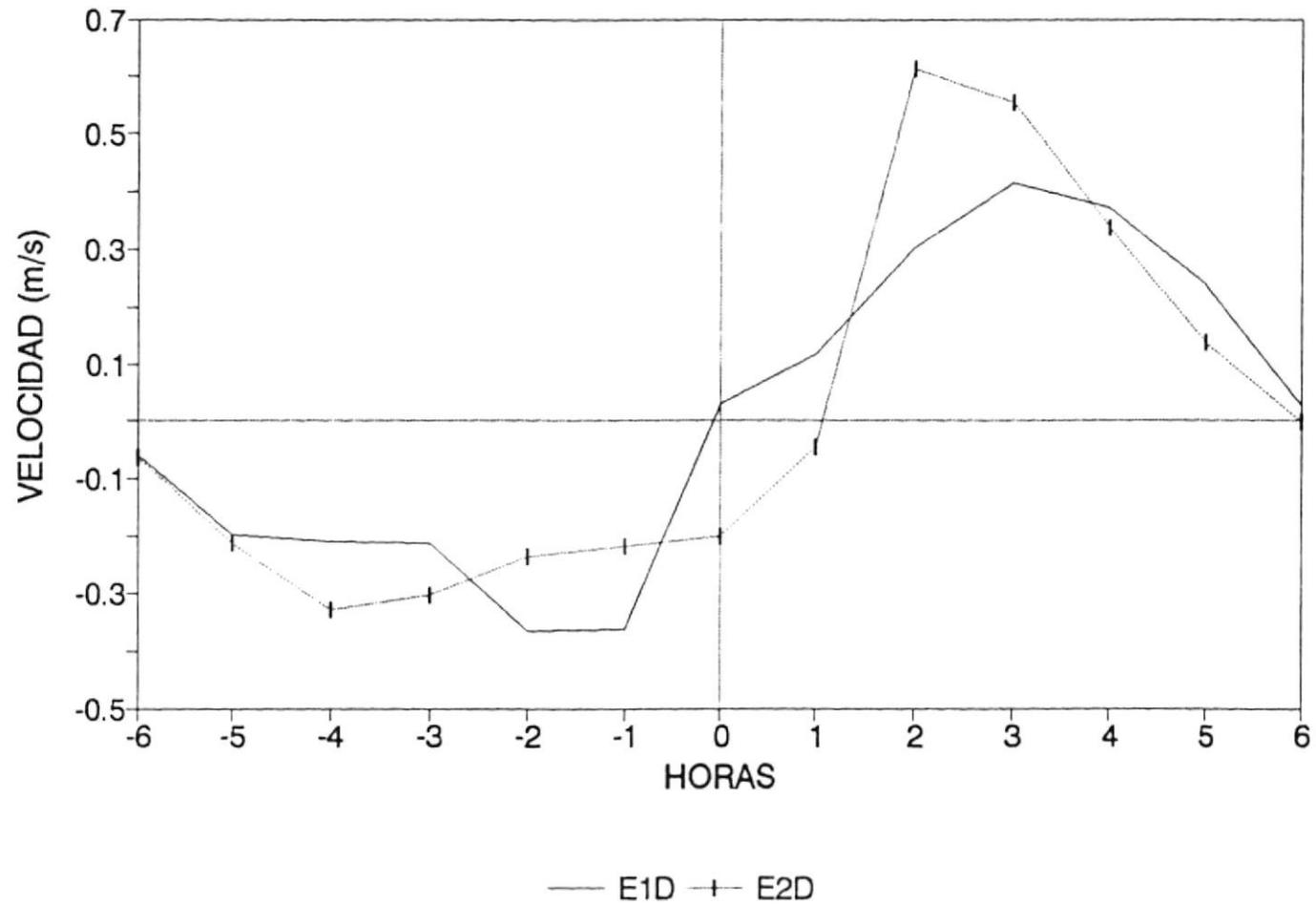
Este último estudio de las variaciones de velocidad, consistió en la obtención de una curva promedio vertical de la variación temporal de las velocidades de marea. Las cuales se obtuvieron a partir de la asunción de que siendo

las corrientes de marea de carácter inminentemente oscilatorio, sus promedios temporales en un ciclo de marea deben ser nulos. Entonces ellas pueden ser obtenidas de la sustracción de las variaciones temporales de velocidad estuarina con el promedio temporal correspondiente a cada profundidad relativa (véase ec. 2.4).

La figura 2.9, muestra que para el promedio vertical de la velocidad de marea $\langle U \rangle$ en E1D se observa que:

- La duración del flujo es equivalente a la de reflujos, *i.e.*, 6 horas, donde la pleamar coincide con el mínimo valor absoluto de la velocidad.
- El rango de velocidades fluctúa entre *ca.* -35 cm/s y 40 cm/s.
- El máximo reflujos ocurre 3 horas después de la pleamar, mientras el máximo flujo entre 1 y 2 horas antes de la pleamar.

Fig.2.9 VARIACION DEL PROMEDIO VERTICAL DE LA VELOCIDAD DE MAREA: $\langle U \rangle$



- La curva de reflujo es más regular y simétrica que la de flujo.

Para E2D, lo siguiente fue observado:

- La duración del flujo es mayor que la de reflujo: ca. 7 horas.

- El rango de velocidades se halla entre ca. -33 cm/s y 61 cm/s.

- El máximo reflujo se halló dos horas después de la plea y el máximo flujo 4 horas antes.

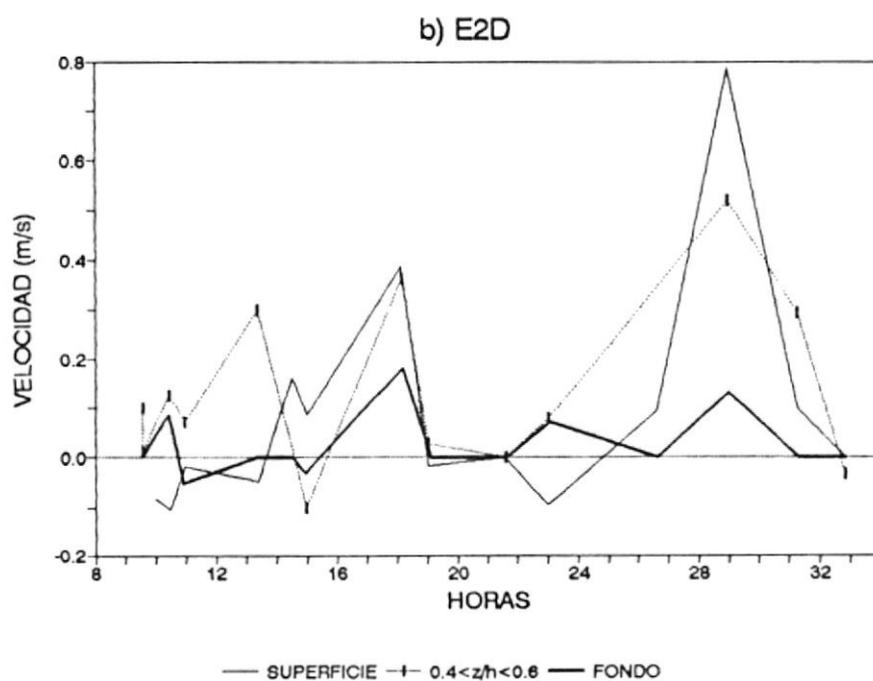
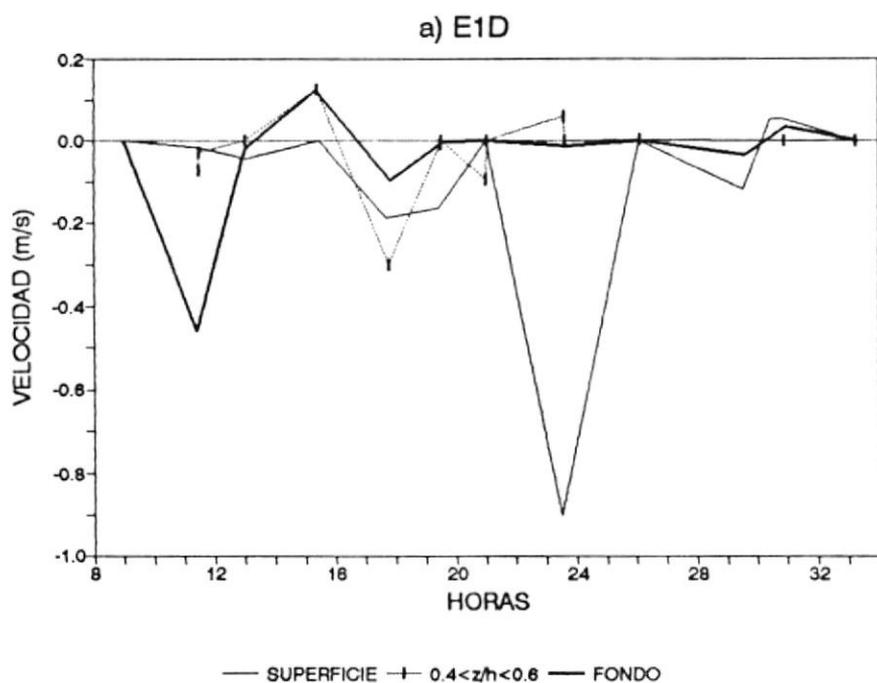
- Al igual que la primera estación, el reflujo fue más regular y simétrico que el flujo.

2.4.1.2. CIRCULACION LATERAL

Curvas de las variaciones temporales de velocidad lateral, v (ec.2.2) en superficie, a medias profundidades y fondo para las estaciones E1D y E2D se indican en las figuras 2.10 (a) y (b).

En la estación E1D, además de la ausencia de periodicidades

Fig. 2.10 VARIACION TEMPORAL DE LA VELOCIDAD LATERAL



relacionadas con marea y de la poca relación entre las curvas de los tres estratos a las 11 y 24 horas, se pudo apreciar una tendencia al desarrollo de velocidades laterales negativas, cuyo máximo fue -0.9 m/s, mientras que las positivas no llegaron a los 0.2 m/s.

E2D, contempla una variabilidad lateral de rango -0.1 a 0.8 m/s con tendencia a valores positivos en toda la columna, la que especialmente en superficie podría estar relacionada con la onda de marea. Esto se inferió a partir de que los picos máximos de las tres capas coincidieron temporalmente apróx. cada 12 horas, asociados posiblemente con la disminución de las magnitudes de las velocidades longitudinales en bajamar.

Según Dyer (1977), la consideración de los efectos laterales de las velocidades requiere de un set de mediciones extenso y preciso, en al menos tres puntos de la misma

sección transversal. Desafortunadamente en este estudio sólo se dispone del ya descrito en un sólo punto de la sección transversal de cada estación. Por lo tanto la asunción más gruesa de este trabajo, y de otros una de las más extensamente utilizadas según Dyer, ha sido la consideración de la prevalencia de condiciones bidimensionales verticales y longitudinales en el Estero Cobina. Cuando la circulación lateral no es significativa, estos modelos bidimensionales pueden dar una excelente ajuste con las observaciones de los perfiles de velocidad y salinidad promedios en un ciclo de marea.

Cuando los canales estuarinos son curvos o asimétricos, o lo suficientemente anchos para ser influenciados por la aceleración de Coriolis, el flujo lateral podría estar superpuesto sobre el longitudinal, dando lugar a un

movimiento espiral de la corriente, en el Cobina la aceleración de Coriolis es el único efecto descartable del todo.

Efectos laterales significante en un estuario pueden afectar fuertemente algunos procesos tales como la sedimentación, mezcla y dispersión de contaminantes.

2.4.2. SALINIDAD

La distribución de salinidad es el resultado de la acción combinada de los movimientos del agua y de los procesos de mezcla (Bowden, 1966). En este estudio, la exactitud y confiabilidad de los datos de salinidad quedó garantizada por el empleo de un salinómetro de inducción Beckman RS-9, ampliamente usado en estudios del mar. Sin embargo, ciertos errores pudieran haber sido introducidos por las variaciones en la frecuencia de los datos, que en varias ocasiones sobrepasaron las 2 horas. Afortunadamente la fuerte componente semidiurna de la salinidad más el hecho de que el estudio abarcó no uno sino dos ciclos de marea, permitió hacer las

interpolaciones adecuadas para esta parte del análisis y para la posterior. El primer objetivo fue la obtención de la variación de la salinidad promediada en un ciclo de marea completo.

■ $s(z,t)$ y $\bar{s}(z)$: Variabilidad Temporal y Vertical

Las figuras 2.11 a y b, muestran las variaciones temporales de salinidad en superficie y fondo para las estaciones diurnas E1D y E2D y en la figura 2.12, se hallan las curvas de las "variaciones verticales promedio". Los valores de salinidad en E1D oscilaron entre apróx. 28.7 y 31.3 ppm en la superficie, y de 30.1 y 31.3 ppm en el fondo; mientras que en la estación E2D, fluctuaron entre 19.9 y 30.8 en superficie y entre 24.8 y 31.1 en el fondo. A grosso modo se observa lo siguiente:

- Presencia de una fuerte componente periódica en ambas estaciones, coherente con la ocurrencia de las mareas.
- Rangos de salinidad más grandes en la superficie que en el fondo.

FIGURA 2.11 VARIACION TEMPORAL DE SALINIDAD EN SUPERFICIE Y FONDO

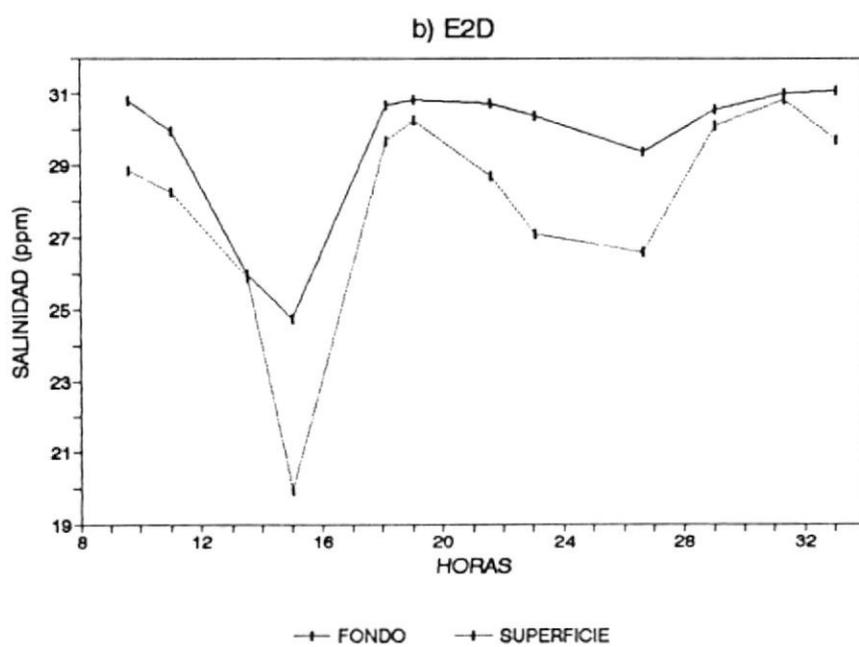
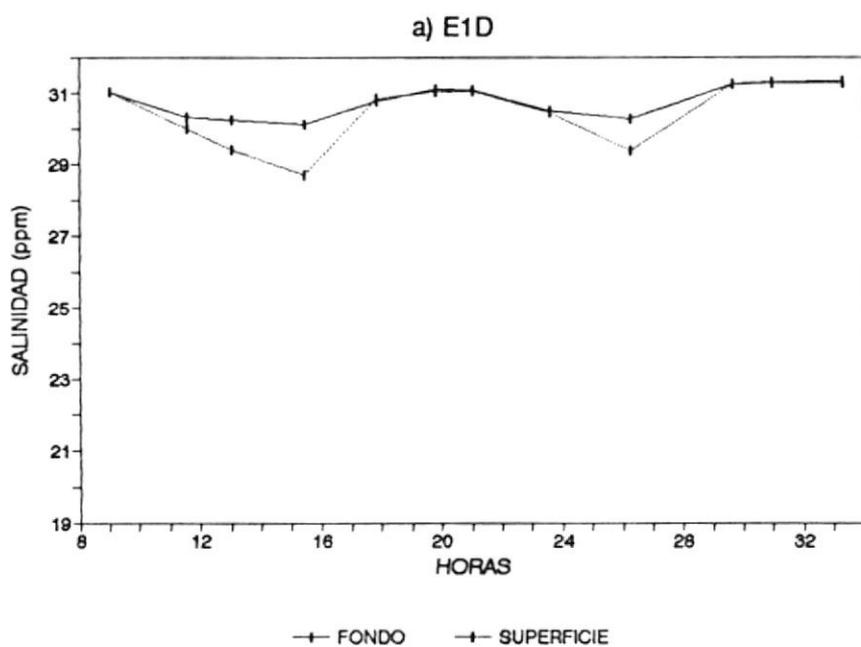
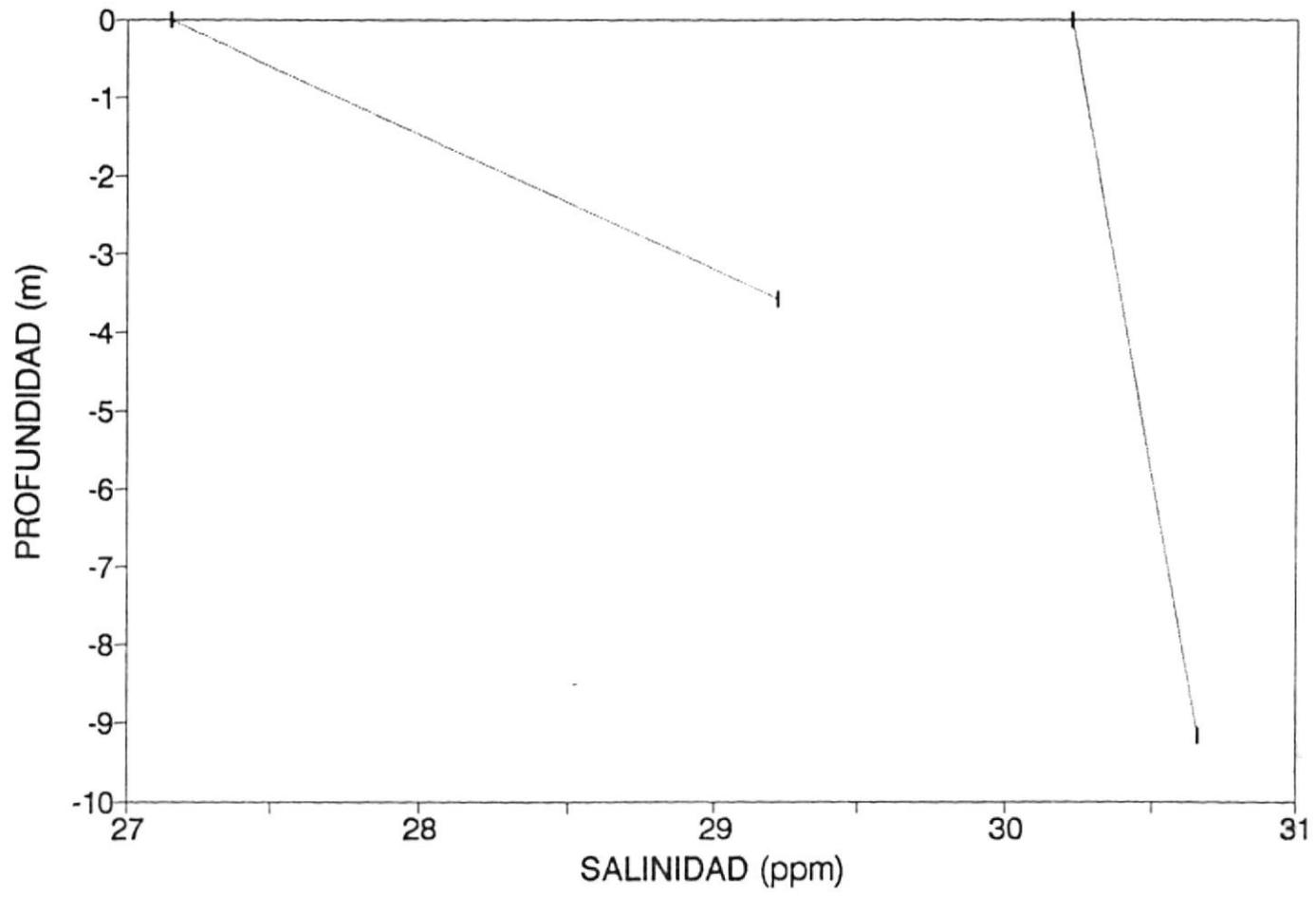


Fig.2.12
VARIACION VERTICAL PROMEDIO DE SAL.



- Mayores rangos de salinidad en la estación más próxima a la cabecera del estuario (E2D) que en la más distante (E1D).

- Mayor irregularidad de la forma de la curva de sal en la estación E2D.

- En promedio, los valores de sal son más grandes cerca de la desembocadura (30.44 ppm en E1D) que próximos a la boca (28.19 en E2D), resultando en un gradiente longitudinal de sal promedio, ds/dx de 0.94 ppm/km.

En general, se destaca el hecho de que a pesar de ser E1D la estación más profunda, en ésta existió una columna de agua más mezclada que en E2D, cuyo gradiente vertical promedio fue de 0.05 ppm/m, mientras que el de E2D fue de 0.58 ppm/m (dos órdenes de magnitud mayor).

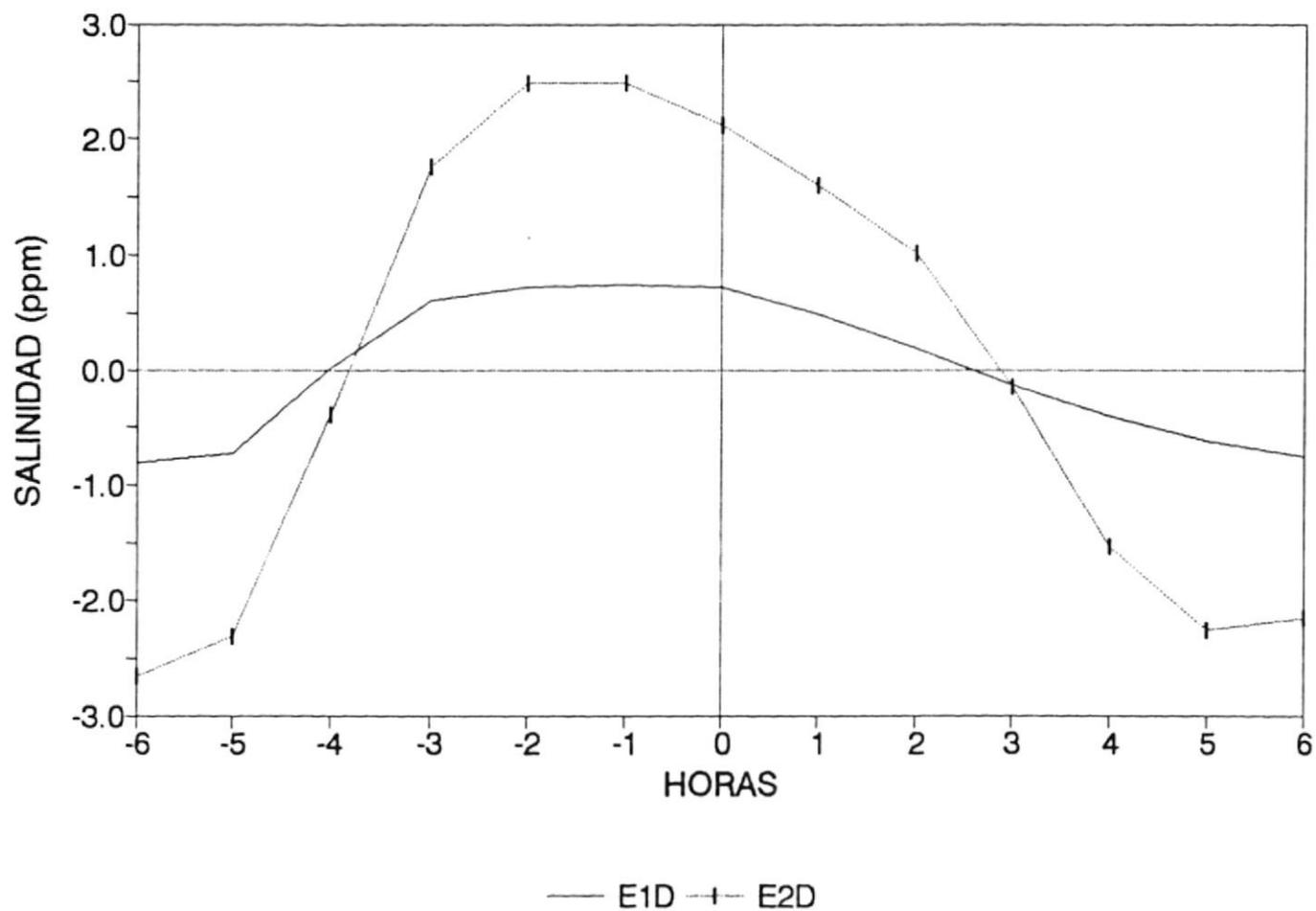
El comportamiento descrito, es coherente con el comportamiento de un estuario normal, cuya fuente de sal proviene del mar, para el caso del Cobina, del Estero Salado, el cual es una ancha y profunda indentación del mar que forma parte del Golfo de Guayaquil. La presencia de mayor irregularidad de la curva salina aguas arriba, *i.e.*, hacia la cabecera, es función

de la interacción de las masas de agua con los procesos friccionales que ocurren en el fondo y paredes del canal, los mismos que en cuencas más someras y estrechas se hacen más intensos y complejos provocando simultáneamente la distorsión espacial y temporal del perfil de las mareas. Cabe indicar que una segunda fuente de irregularidad estaría determinada por el aleatorio funcionamiento de las compuertas de las esclusas, cuya apertura estaría proporcionando un caudal de agua dulce variable a cualquier hora, hecho que introduciría una distorsión adicional al perfil de salinidad.

▪ **<S>: Promedio Vertical de la Variación Temporal de la componente de la marea.**

De igual forma como se hizo para la componente longitudinal de la corriente de marea, la curva de estas variaciones respecto a salinidad (fig. 2.13), representa el promedio vertical de las las variaciones temporales de las desviaciones de salinidad, que se han sustraído de la media de sal correspondiente en cada profundidad relativa.

Fig.2.13 VARIACION DEL PROMEDIO VERTICAL DE LA SALINIDAD DE MAREA: $\langle S \rangle$



En E1D se pudo observar:

- Desviaciones de sal (St) pequeñas entre ± 0.8 ppm.
- Valores de $St > 0$ durante ca. 7 horas, entre apróx. 4 horas antes y 3 horas después de la plea, y negativos durante el resto del ciclo.
- Máximos St entre 0 y 2 horas antes de la plea, y mínimo 6 horas antes o después de la pleamar.

En E2D es evidente:

- Fluctuaciones mayores de sal entre apróx. ± 2.6 ppm
- La existencia de un pequeño retraso de las desviaciones de sal positivas y asimismo retraso de las negativas respecto a E1D. En todo caso, al igual que E1D la duración de $St > 0$ es de ca. 7 horas.
- Máximos St entre 1 y 2 horas antes de la plea y mínimo 6 horas antes de ella.

En ambas estaciones se observó que los gradientes positivos temporales de sal más altos se hallaron de 3 a 5 horas antes de la plea.

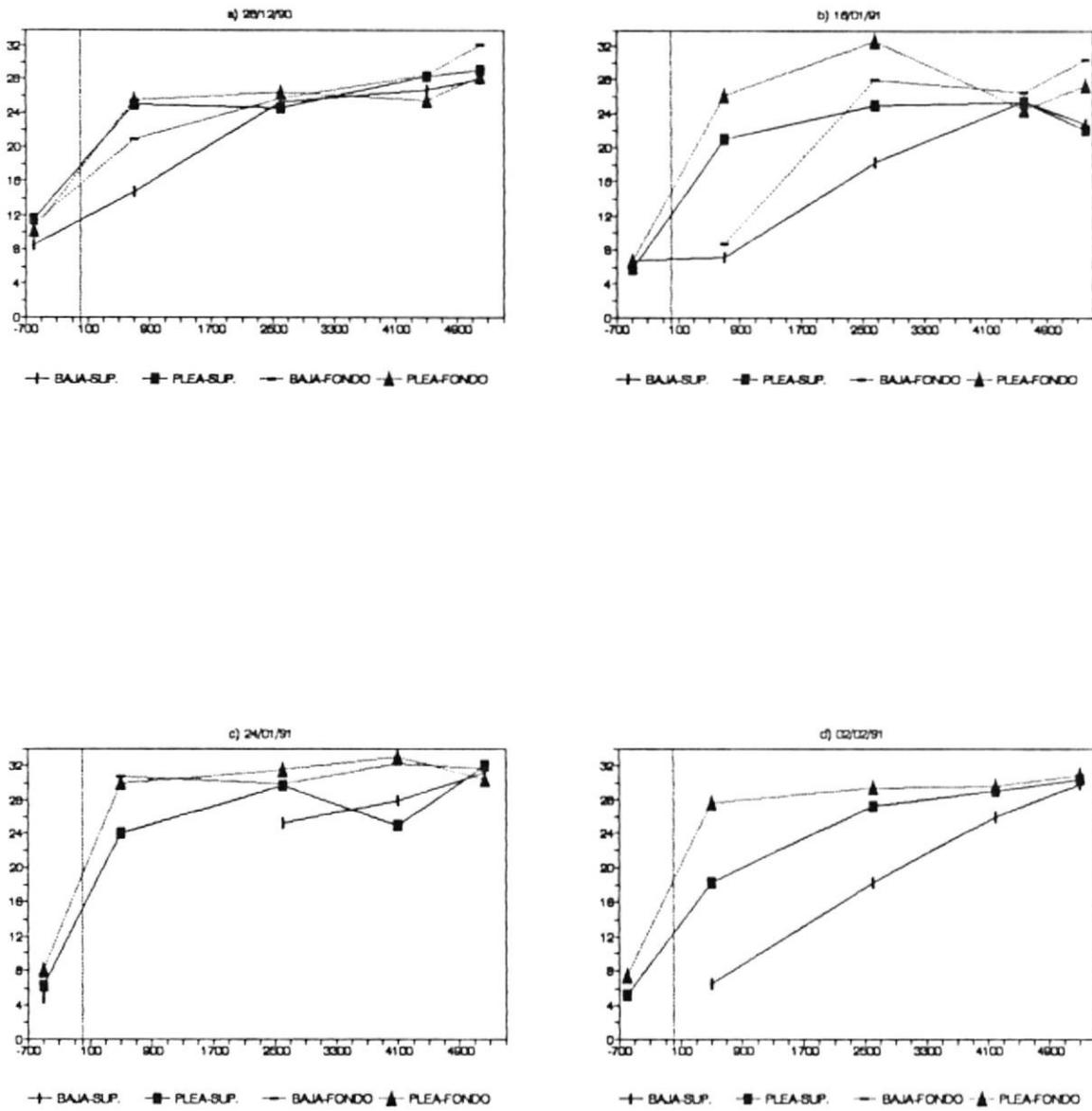
■ Variabilidad Longitudinal

Data de salinidad extraída de 4 salidas de campo realizadas durante Diciembre, Enero y Febrero de 1991, contribuyó a la obtención de curvas de la variación espacial longitudinal de la salinidad en superficie y fondo durante momentos de plea y bajamar (figs. 2.14 a, b, c y d). El objetivo principal fue el de contribuir al conocimiento del grado de estratificación que tiene el canal en diversas fases de marea y estaciones del año. Un propósito secundario fue el comparar el gradiente longitudinal de salinidad (dS/dx) calculado a partir de los promedios temporales y verticales de sal de las estaciones diurnas, con aquel obtenido durante la misma estación del año y similar fase lunar (28/Dic/90, fig. 2.14a)

De tales observaciones, es evidente que

- Las variaciones longitudinales de sal en sicigia (16/01/91 y 02/02/92) son más drásticas entre superficie y fondo y entre plea y baja que las de cuadratura (24/01/91) e intermedia (28/12/90). En general, se observó mayor mezcla entre la capa superior y

FIGURA 2.14 VARIACIONES LONGITUDINALES DE SALINIDAD DURANTE SALIDAS DE LA ETAPA PRELIMINAR



la de fondo durante la plea y mayor estratificación durante la bajamar.

- Existe un descenso general de los valores de sal y aumento de estratificación durante la salida de campo correspondiente a la estación lluviosa (02/02/91).

- El gradiente longitudinal de sal entre las estaciones "diurnas" se mantiene similar al hallado en la salida correspondiente a finales de la estación seca (28/12/90).

2.4.3. $h(t)$: VARIACIONES DE PROFUNDIDAD

Las variaciones temporales de profundidad contribuyen tanto al conocimiento de la influencia de las mareas sobre el estuario, como de su posible deformación durante su incursión en el canal.

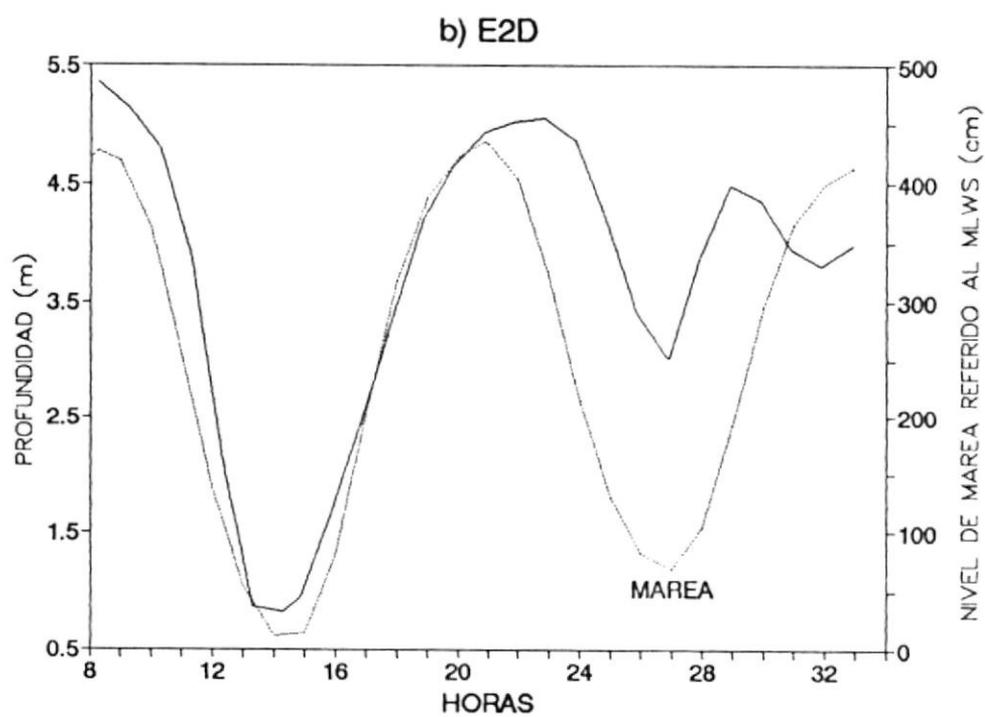
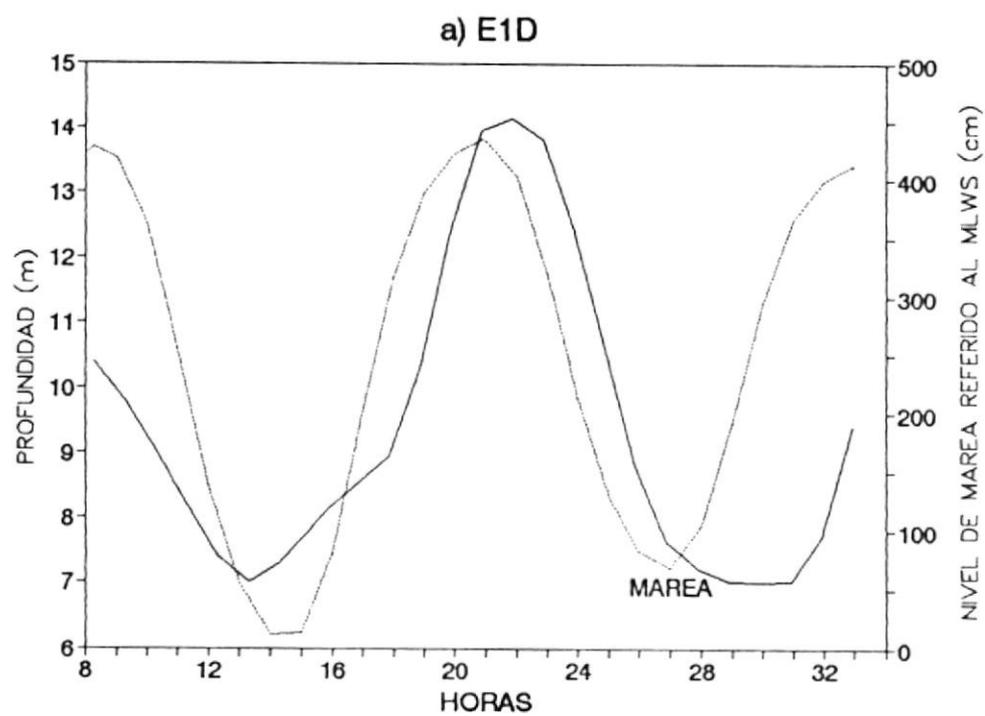
Como ya se mencionó, a falta de un instrumento exacto de medición, la información de profundidad analizada en este estudio, fue obtenida de dos fuentes, ambas basadas en el estimado en metros y décimas de metros de la máxima longitud de cable soltado al bajar 1) el NBA, y 2) la botella Niskin de fondo. Sin embargo para el análisis de las

variaciones temporales en el período de estudio y de las promedio en un ciclo de marea se consideraron los valores obtenidos del lance de las botellas Niskin en ambas estaciones, cuyas formas de curva estarían más próximas a las reales en casi todo el período muestreado (fig. 2.15 a y b).

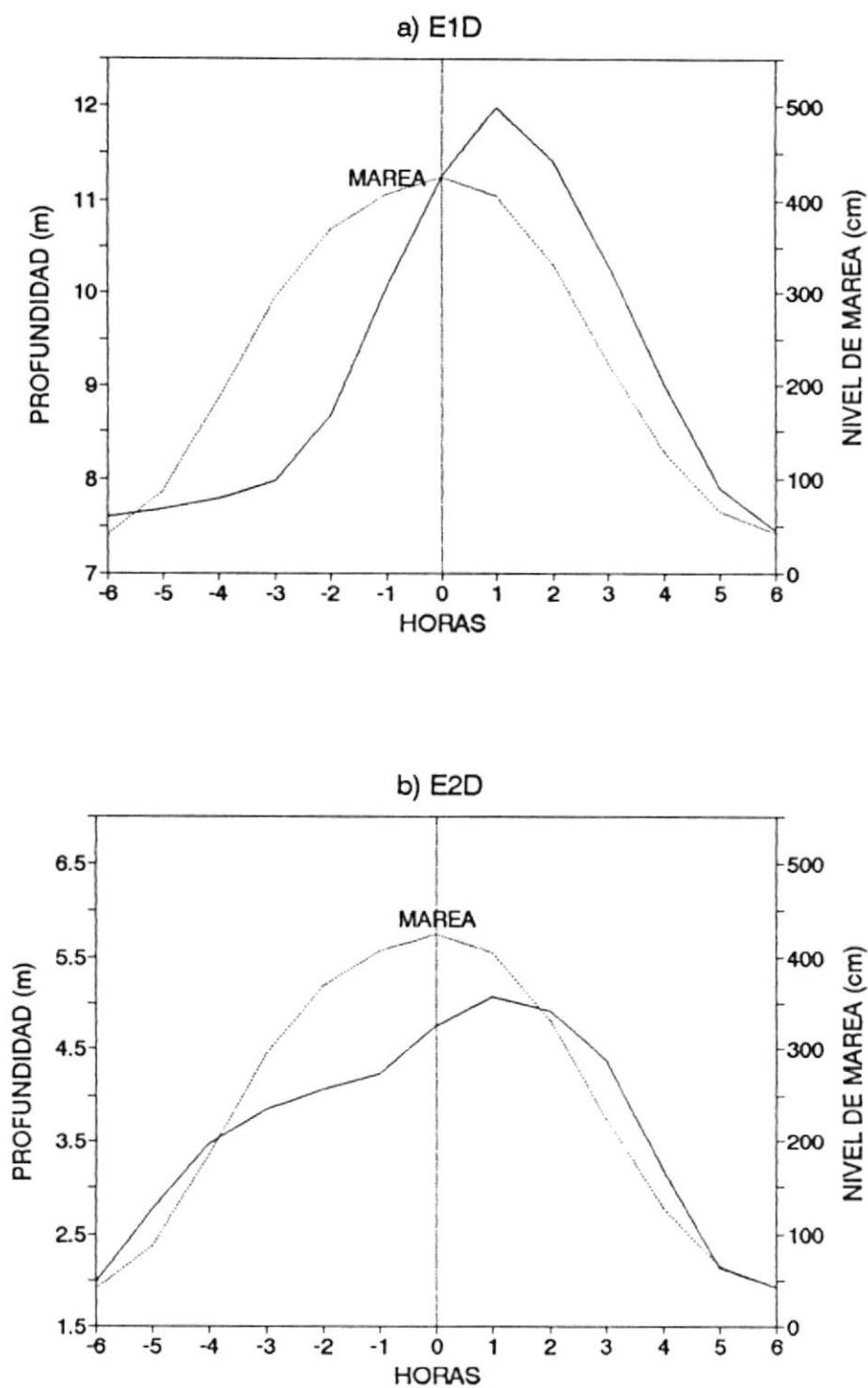
El nivel marea empleado como referencia corresponde a la estación mareográfica del Puerto Marítimo, cuyo uso responde a su proximidad con el sector de estudio. Las mareas predichas fueron usadas en vez de las reales debido a que desafortunadamente, los registros mareográficos reales de tales días no pudieron ser registrados debido a fallas en la alimentación del papel del mareógrafo (fuente: personal de sección Mareas, INOCAR).

Las curvas promedio que se observan en las figuras 2.16 (a) y (b), muestran cada una la curva de las variaciones horarias predichas del nivel del agua en el Puerto, correspondiente al período de estudio y la de las variaciones de profundidad obtenidas del lance de las botellas Niskin en cada estación. En ambas lo más destacable resulta el desfase de 1 hora de la plea de las

Fig. 2.15 VARIACIONES TEMPORALES DE PROFUNDIDAD



**Fig. 2.16 VARIACION PROMEDIO DE PROFUNDIDAD
EN UN CICLO DE MAREA**



estaciones respecto a la del Puerto, que puede deberse principalmente a un retardo en la penetración de la onda de marea al canal, por diferencias de batimetría y fricción.

En promedio las diferencias de profundidad entre plea y bajamarea son de 4.6 m en la estación E1D (*i.e.*, de 7.4 a 12 m) y de 3.2 m en la E2D (*i.e.*, de 1.9 a 5.1 m), lo que indicaría rangos de marea más grandes aguas abajo del estuario.

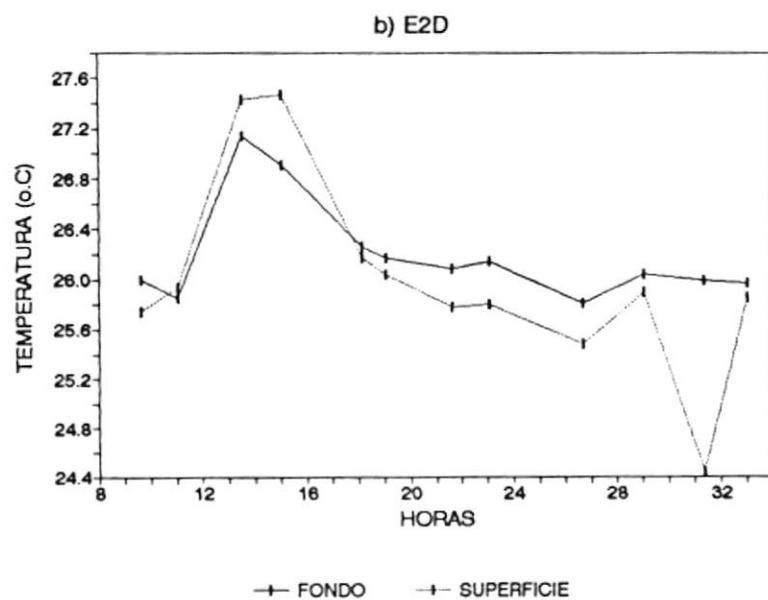
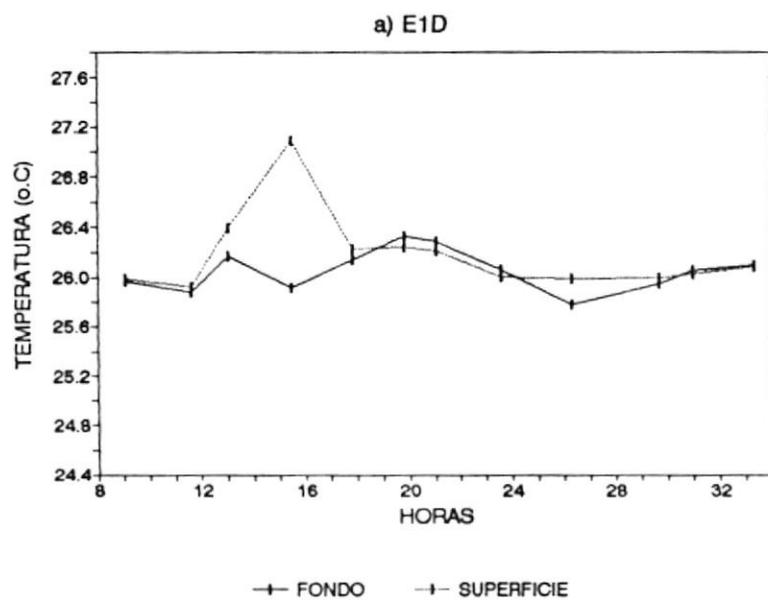
2.5. OTROS PARAMETROS

2.5.1. TEMPERATURA

El uso de termómetros reversibles permitió la obtención de temperaturas con $\pm 0.01^{\circ}\text{C}$ de precisión, cuyo cálculo requirió el empleo de la fórmula de Sverdrup (1947).

En la figuras 2.17 (a) y (b) se puede observar la variabilidad temporal de la temperatura en superficie y fondo para ambas estaciones. Para E1D los rangos de temperatura fluctúan entre 25.9 y 27.1°C en superficie y de 25.8 a 26.3°C en el fondo. Para E2D, los de superficie se hallan entre 25.4 y 27.4°C y los de fondo entre 25.8 y

FIGURA 2.17 VARIACION TEMPORAL DE TEMPERATURA EN SUPERFICIE Y FONDO



27.2°C (en vista de la homogeneidad de las curvas entre superficie y fondo se descartó el único dato < 25.8°C).

En ambas estaciones, es notable la ausencia de una periodicidad relacionada con marea durante ambos ciclos, también es evidente que los rangos de temperatura del fondo son menores a los hallados en la superficie. En general, se pudo observar rangos de temperatura más pequeños en E1D (<1.2°C) que en E2D (<2.0°C), ésto se debe a que E2D se encuentra más sujeta a cambios drásticos de temperaturas por su escasa profundidad. Por otro lado, se conoce que aguas turbias se calientan más rápidamente y tienen una mejor capacidad de retención de calor que las aguas claras (13). Entonces, es razonable que los picos de temperatura de ambas estaciones, especialmente en superficie estuvieron relacionados con la hora del día (12:00 a 17:00) y a la presencia de mayor turbidez, *i.e.*, a un aumento de la capacidad calórica del agua debido a estos factores. En general a partir de estas características, se puede inferir que los procesos físicos que ocurren en ambas estaciones favorecen la presencia de

una columna homogénea de temperaturas, más destacable en la estación E1D debido a que se trata de la estación más profunda.

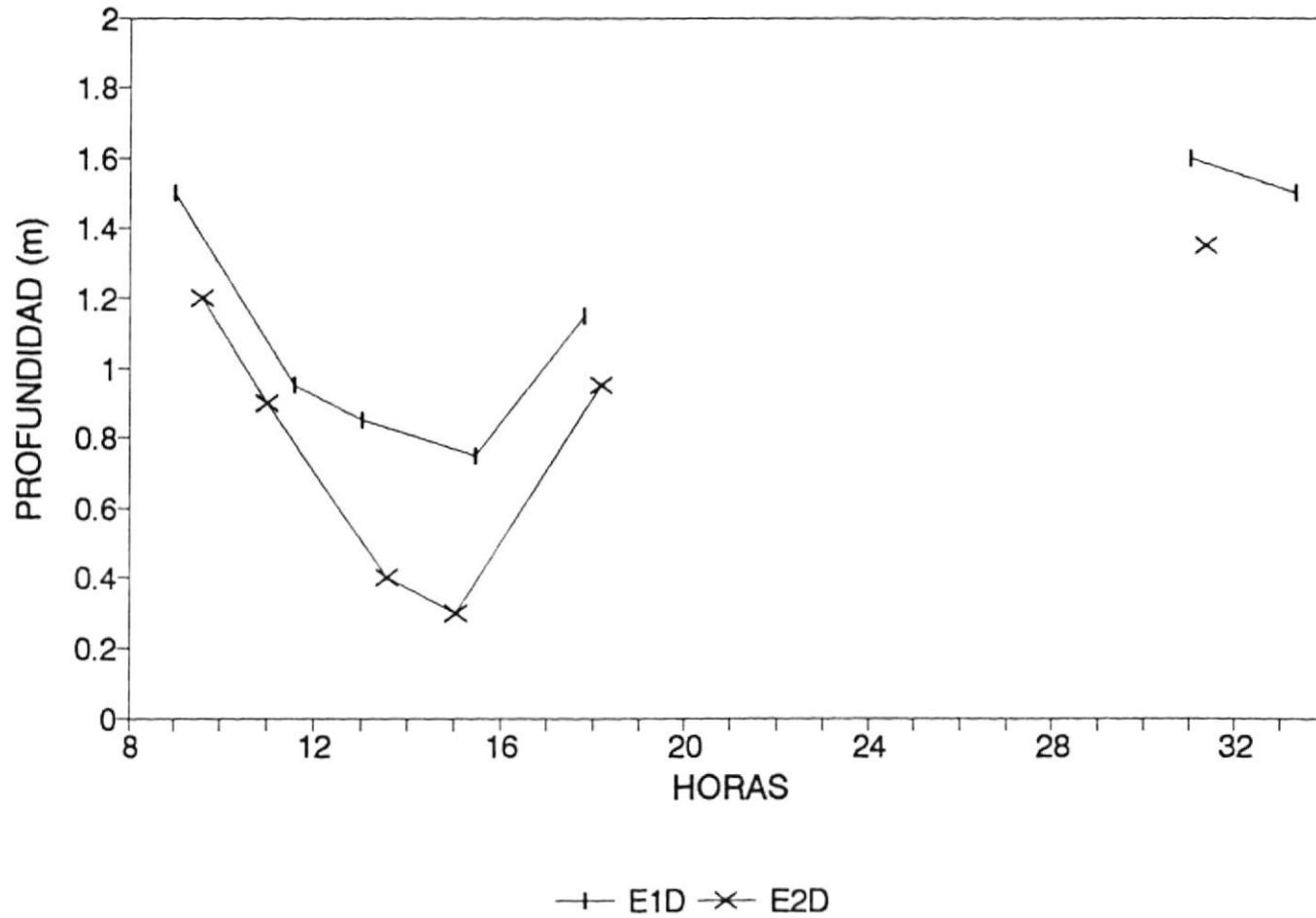
Como parámetro conservativo, la temperatura juega un importantísimo rol en el estudio biológico y de calidad de aguas de un medio-ambiente acuático. Sin embargo, en los problemas de circulación y mezcla de estuarios, este parámetro no reviste mucha importancia, pues a pesar de que puede contar con mucha variabilidad, su grado de afectación sobre la densidad del agua no es significativa (1).

2.5.2. PROFUNDIDAD DEL DISCO SECCHI

Desde el punto de vista físico, este parámetro ayuda a obtener una interpretación cualitativa del grado de turbidez del agua, la misma que puede deberse a la presencia de material en suspensión y disuelto debido procesos orgánicos, químicos o físicos. Los ríos suelen ser la mayor fuente de sedimentos de un estuario (6). Para El Cobina, el Río Guayas constituye una fuente permanente de sedimentos.

En la figura 2.18 se puede apreciar la

Fig.2.18 VARIACION TEMPORAL DE LA PROFUNDIDAD DEL DISCO SECCHI



variabilidad temporal de las profundidades del disco secchi (PDS) para las estaciones E1D y E2D. El comportamiento de la curva fue similar en ambas estaciones. Los mínimos de PDS coincidieron con la presencia de mínimos de profundidad y Salinidad, y el máximo con los máximos de estos parámetros, indicando que aguas más profundas y salinas son menos turbias. Un contribuyente al mayor aporte de turbidez lo estaría dando el Río Guayas, con su carga de sedimentos suspendidos. La estación E2D se presentó en general más turbia que la E1D, las razones acopladas serían su cercanía con el Río Guayas y la menor profundidad que intensifica el efecto de la fricción en la columna y en flujos altos provoca turbulencia. Puntos de turbidez máxima se hallarían en las proximidades de las compuertas de las Esclusas.

2.5.3. DENSIDAD

La ecuación de estado del agua de mar válida para una presión atmosférica estándar, definida por la UNESCO en 1981 (5), fue empleada para la obtención de densidades. En base a éstas y conociendo de antemano la naturaleza de las densidades en el estuario

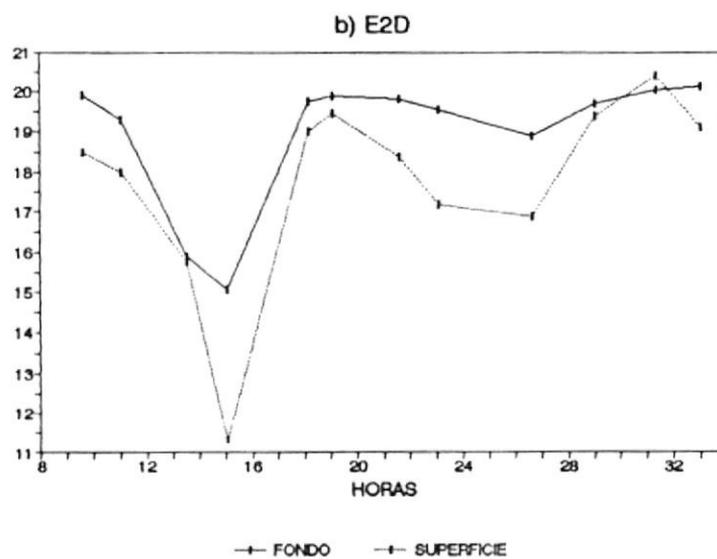
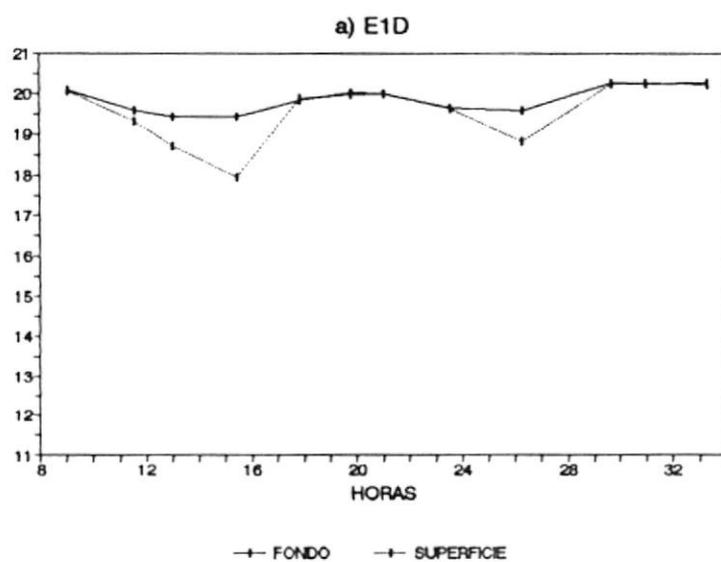
[Bowden (1)], se pudo obtener mediante la siguiente simple expresión:

$$\sigma_t = as \quad (2.5)$$

el valor de la constante (a), correspondiente a cada σ_t hallada por la fórmula de la UNESCO, que es proporcional a cada salinidad (s). Para E1D el promedio de los valores de α fue de 0.6363 y para E2D de 0.6441.

Las figuras 2.19 (a) y (b) contienen las curvas de las variaciones temporales de σ_t , cuya semejanza con las de Salinidad, ratifica lo dicho anteriormente, que los efectos de temperatura sobre salinidad en un estuario son prácticamente despreciables. A pesar de esta alta coherencia, resulta interesante observar que este comportamiento es más acentuado en la estación E1D donde la variabilidad de temperaturas es más moderada. Adicionalmente, la superposición de las curvas de salinidad y σ_t indica que los fondos más someros son más sensibles a los cambios de temperatura aumentando su influencia sobre la densidad.

**FIGURA 2.19 VARIACION TEMPORAL DE SIGMA-T
EN SUPERFICIE Y FONDO**



2.6. FUENTES DE ERROR EN LAS MEDICIONES

En esta sección se tratará de sintetizar todas las fuentes de error que realmente y posiblemente se introdujeron durante el proceso de mediciones de este estudio.

1.- Error en las variaciones de la densidad de los datos. A este error se debe la ausencia de información a intervalos que en varias ocasiones sobrepasaron las 2 horas. Sus causas fueron: 1) distancia entre las estaciones, 2) dificultades en la maniobrabilidad de los equipos (especialmente de las botellas Niskin) y 3) imprevistos de la embarcación y personal a bordo. Este error no afecta en sí a los datos de circulación y salinidad pero sí a sus interpolaciones.

2.- Error por las mediciones no-eulerianas. Debido a que no siempre fue posible obtener los datos "eulerianamente", *i.e.*, en exactamente los mismos puntos para cada estación, este error se halla presente en todos los parámetros estudiados, aunque es más notable en la data analizada de las profundidades del Disco Secchi y de la columna de agua. Las causas principales fueron:

- Desplazamiento no-controlable de la embarcación (cuyo motor permanecía apagado durante las

mediciones) debido a la acción de fluctuantes corrientes longitudinales y laterales.

- Orientación visual del punto de las mediciones a criterio del personal participante en la salida, debido a que no se contaba con ningún equipo de orientación de precisión. Este punto no fuera tan importante si el aspecto de las estaciones no variara tanto con el llenado y vaciado de las mareas.

3.- Error de profundidades. Obviamente errores del orden de las décimas de centímetros fueron introducidos a partir de las mediciones de profundidad de cable largado en los lances de botellas Niskin de fondo y del correntómetro NBA. Las causas se deberían a: 1) errores en la marcación de los metros en el cabo, 2) errores en la estimación visual de las décimas de metros de parte del personal participante, y 3) posible elongación del cable por efectos del peso del equipo lanzado y contacto con el agua. Adicionalmente, a pesar de que la información de profundidad estaría afectando al análisis de las variaciones verticales de circulación, el impacto del error fue minimizado con el uso de profundidades relativas.

2.7. ESCLUSAS: FILTRACION Y OPERACION

Por hallarse comparativamente válidos respecto a la información obtenida sobre la operación de las esclusas durante el período de estudio (9-10/Nov/91), se remiten los resultados extraídos de un informe emitido por el Laboratorio de Hidráulica de Delft (15), respecto al volumen de filtración (VF) y operación (VO) de las esclusas por ciclo de marea entrante a la sección oeste del canal durante la estación seca.

■ Volumen de Filtración (VF)

El caudal por filtración, Q_F que atraviesa la compuerta se calculó mediante la siguiente fórmula:

$$Q_F = \mu A (2 \cdot g \cdot \delta h)^{0.5} \quad (2.6)$$

donde δh es la diferencia variable del nivel del agua, g la gravedad, y μA el tamaño de la abertura efectiva en la compuerta, evaluado en 0.55 m^2 . Para obtener los δh se realizaron mediciones del nivel de agua cada 15 minutos a ambos lados de la esclusa y cada 5 minutos dentro de ella, en períodos de puertas abiertas y cerradas. En los días de mediciones se registraron a) un período por día de puertas cerradas de 20.5 horas y de 3.5 hr de puertas abiertas y b) un número de operaciones de

esclusas por día igual a 30 con 22 cierres de ciclos.

Añadiendo información adicional de Julio a Septiembre de 1964, el estudio concluyó que las diferencias del nivel del agua en la esclusa sigue un papel que difícilmente cambia con los ciclos de marea de cuadratura y sicigia. Por lo tanto el valor obtenido, $VF = 38000 \text{ m}^3/\text{marea}$, es un dato confiable para la estación seca.

■ Volumen debido a la Operación de las Esclusas (VO)

Por cada cierre completo, una cantidad de agua pasa por la esclusa desde una sección con un nivel de agua más alto a una con nivel más bajo. Este volumen fue calculado de la media de las diferencias del nivel del agua δh (positivas y negativas) y las duraciones coincidentes por marea δt . Para ello se consideraron los 22 ciclos de cierre casuales distribuidos sobre la marea. Los resultados fueron los siguientes:

Para un $\overline{\delta h} = 0.4 \text{ m}$ y $\overline{\delta t} = 6.45 \text{ hr}$

$VO = 32000 \text{ m}^3/\text{marea}$

Debido a que: 1) La obtención de información sobre las diferencias de altura a ambos lados de las esclusas y dentro de ella no fue parte del estudio actual y 2) de que en este último se apreció un

número casi igual de cierres de ciclos por día, 23 (fuente: Personal de ESCLUSAS/A.P.), se infiere que los registros descritos arriba resultan ser muy útiles en la estimación del volumen de filtración y operación de las esclusas y representativos del período de estudio actual, 9-10/Nov/91.

■ Cálculo del Flujo del Río

Siendo el Estero Cobina, un canal semicerrado cuya única conexión con el río se realiza a través de las esclusas, la información del flujo proveniente de la filtración y operación de las esclusas resulta determinante para el cálculo del flujo del río, R que lo atraviesa. En un período de marea, T (ca., 12.5 hr), el volumen del flujo del río, $R \cdot T$ es

$$R \cdot T = VF + VO = 70000 \text{ m}^3/\text{marea} \quad (2.7)$$

$$\text{luego } R = 1.56 \text{ m}^3/\text{s}$$

Tal como se advierte el flujo del río, está sujeto al número de operaciones realizadas por las esclusas, las cuales siguen un patrón irregular, no obstante se conoce que éstas no se realizan durante mareas muy bajas.

CAPITULO III

ANALISIS FINAL Y RESULTADOS

Los aspectos generales de mayor importancia citados preliminarmente en el capítulo 2 y referidos a las estaciones E1D y E2D, se resumen en las tablas 1 y 2 en las que se halla un sumario de la información geométrica y un esquema de las principales características de la circulación, salinidad y densidad.

Este último capítulo tiene por objetivo la aplicación más directa de las técnicas citadas en el primero, y que se requieren para el esclarecimiento final de los principales aspectos que afectan la circulación y mezcla del sector de estudio.

3.1. TIPO DE ESTUARIO

3.1.1. De acuerdo a Indices de Mezcla

En el Cobina, se calcularon los parámetros de la ecuación (1.12) para el volumen de agua comprendido entre las dos estaciones diurnas.

TABLA I. INFORMACION GEOMETRICA

	E1D				E2D			
	MLWS	Alta	Baja	MEDIA	MLWS	Alta	Baja	MEDIA
prof.central (m)	8.2	12.0	7.5	9.2	3.6	5.1	1.9	3.6
ancho superf. (m)	138	140	103	139	88	90	47	88
AREA (m ²)	645	1169	564	777	159	293	65	162
Distancia (m)	4300	4300	4300	4300	1900	1900	1900	1900

TABLA II. VALORES CARACTERISTICOS DE SALINIDAD, DENSIDAD Y CIRCULACION

	E1D				E2D			
	salinidad	sigma-t	densidad	u	salinidad	sigma-t	densidad	u
Superficie	30.22	19.47	1019.5	0.004	27.16	17.28	1017.3	0.215
Fondo	30.66	19.75	1019.7	-0.043	29.22	18.60	1018.6	0.059
Media	30.44	19.61	1019.6	-0.075	28.19	17.94	1017.9	0.129
DELTA_z	0.44	0.28	0.28		2.07	1.32	1.32	
GRAD_z	0.05	0.03	0.03	-0.005	0.58	0.37	0.37	-0.044

El valor de R (flujo riverino) fue obtenido a partir de la relación (2.5). El análisis detallado en la tabla 3, muestra que para un R·T de $7 \times 10^4 \text{ m}^3$ y Prisma, P equivalente a $1.0 \times 10^6 \text{ m}^3$, se obtiene un $IM=0.03$.

Basados en los valores de Pritchard, el IM hallado en el Cobina (<0.1), definiría al estero bajo las características del estuario verticalmente homogéneo. La asimetría del flujo y reflujo hace que los usos de IM no sean tan exactos. La inexactitud del método y sus valores sólo permiten dar una interpretación cualitativa de su tipología.

3.1.2. De acuerdo al Diagrama de circulación

En la tabla 4 se presentan los valores de los parámetros de estratificación y circulación correspondientes a las secciones diurnas del Estero Cobina y su tipo resultante. Cabe indicar que para el cálculo de U_f (flujo de agua dulce) se empleó el valor de descarga de agua del río, R obtenido de la relación (2.7) dividido para el área transversal media de la sección.

Los resultados denotan una variación del tipo de estuario en escasos 2.4 Km de tramo

TABLA III. CLASIFICACION USANDO UN PARAMETRO DE MEZCLA ENTRE E1D-E2D

R (m^3/s)	VOL. BAJA (m^3)	VOL. PLEA (m^3)	PRISMA (m^3)	R.T (m^3)	IM=R.T/2P	TIPO
1.56	1077956	2078018	1000062	70000	0.03	C

TABLA IV. CLASIFICACION USANDO EL DIAGRAMA DE HANSEN-RATTRAY

Estación	Ur (m/s)	Us (m/s)	Ds (%)	So (%)	Us/Ur	Ds/So	TIPO
E1D	2.0E-03	3.8E-03	0.44	30.44	1.9	0.014	1A
E2D	9.6E-03	2.2E-01	2.07	28.19	22.5	0.073	2A

longitudinal del canal. Para E1D cuyo parámetro de circulación, U_s/U_f se compone de la división de valores muy bajos (del orden 1×10^{-3}), se halló que su tipología corresponde a la 1A, *i.e.*, al arquetipo del estuario verticalmente mezclado, carente de circulación gravitacional. Por otro lado, E2D resultó del tipo 2A, región más mezclada que la B, *i.e.*, parcialmente mezclada con pobre circulación gravitacional. Cabe indicar que para la región 1 el transporte de sal aguas arriba sólo se lleva a cabo por mecanismos difusivos, mientras que para la segunda, la advección también es un mecanismo importante.

3.2. ANALISIS DE LAS VARIACIONES TEMPORALES:

MAREAS Y PROCESOS DE MAREA EN EL ESTERO COBINA

En estuarios someros cuya relación profundidad/longitud es muy pequeña como el Estero Cobina, las variaciones longitudinales de ancho y profundidad, posibilitan la presencia de varias ondas de marea al mismo tiempo. La mezcla entre ondas estacionarias y progresivas se caracteriza por la disipación de la energía de marea antes y después de la reflexión.

En el Cobina el principal punto de reflexión de la onda de marea, estaría ubicado en la compuerta de

las esclusas. La capa superior de agua en la sección E1D, más cercana a la boca, experimentaría mucho menos fricción que en E2D, próxima a la cabecera, por lo tanto E2D tendría un componente más progresivo que E1D. Lo dicho resulta evidente cuando se observa un decrecimiento de las amplitudes de marea aguas arriba (véase sección 2.4.3).

Adicionalmente, en base a la batimetría longitudinal entre ambas estaciones y a lo largo del Cobina (fig. 2.3), se puede inferir cualitativamente que los no-cuantificados efectos friccionales y no-inerciales provocados por la curvatura de canal estarían afectando significativamente la capa de agua adyacente al fondo del estero provocando la acumulación de sedimentos allí por disminución de las corrientes del fondo, fenómeno típico de los puntos nodales de los seiches en la capa inferior. El examen de las curvas de corrientes en un ciclo de marea de la estación E1D, corrobora dicha situación (fig. 2.6 a). La escasa profundidad de E2D, induciría a la marea superficial a afectar toda la columna de agua, por lo tanto el componente estacionario originado por efectos de la curvatura del canal, sería opacado por la fricción lateral y de fondo y además por la influencia variable del flujo del río (fig. 2.6 b).

Uncles (14), sostiene que la asimetría de corrientes de marea puede conducir a un mayor transporte de sedimentos suspendidos en la pleamar que en la bajamar. Este factor ciertamente puede ser uno de los contribuyentes a la tasa de sedimentación anual que experimenta el Estero Cobina, especialmente aguas arriba de E2D y en sus proximidades. Evidencias de tales tasas de sedimentación positivas se basan 1) en resultados hallados de un informe del Laboratorio de Hidráulica de Delft (15) en el que se hizo alusión a tasas de sedimentación positivas en el Cobina y 2) en la observación de la reducción de profundidades obtenidas en este estudio respecto a las halladas para las mismas estaciones en las últimas cartas batimétricas del estero (de 1984). Cabe indicar que efectivamente este decrecimiento fue más pronunciada en E2D que en E1D.

Por otro lado, las amplitudes de marea del estero, decrecieron de E1D a E2D, *i.e.*, hubo una disminución del rango de mareas aguas arriba que fue acompañado por un simultáneo incremento de la asimetría de las corrientes y de la curva de marea. Resulta indudable que las pérdidas de energía de la onda por fricción, presencia de ondas progresivas y posiblemente también la existencia de sumideros estarían provocando el decrecimiento de amplitudes de marea.

Luego, los gráficos de corriente longitudinal, salinidad y nivel del agua parecen estar más en conformidad con la teoría de ondas estacionarias que progresivas.

En E2D se pudo apreciar un mayor período de corrientes de estiaje en flujo y período de estiaje de plea, debido seguramente a una mayor influencia de la onda progresiva. En toda su estructura vertical se observa la dominancia del tiempo y magnitud del reflujó sobre el flujo a consecuencia de la mayor influencia del río.

En E1D, la inequidad entre el tiempo y magnitud del flujo y reflujó es menos significativa, y varía apreciablemente con profundidad. Sin embargo, la curva promedio de la componente de marea longitudinal (fig. 2.9) conserva una acentuada simetría entre flujo y reflujó, lo que hace entrever la importancia de la marea en los procesos de mezcla y circulación de esta sección.

3.3. APLICACION DE UN MODELO ANALOGICO DE CIRCULACION Y MEZCLA

El entendimiento de los factores y procesos que dominan la mezcla y circulación de Estero Cobina es determinante para el tratamiento de problemas existentes y potenciales de contaminación que lo

estarían afectando. El propósito del diseño de modelos en estuarios es la representación de su compleja circulación en una forma simplificada que permita comparar, estudiar y determinar los factores que controlan la circulación del mismo y las posibles consecuencias de la modificación de dichos factores en la circulación natural.

3.3.1. Modelo

Charles Officer (11), considerando condiciones promedio por ciclo de marea de estuarios bien mezclados y estratificados formuló una serie de ecuaciones directas basados en la técnica de soluciones de similitud desarrolladas por Hansen y Rattray (1965), pero extendidas para incluir los efectos friccionales del fondo y los efectos no-lineales inerciales de marea así como los efectos friccionales del fondo con marea.

En el Estero Cobina, una ventaja implícita en el uso de este modelo consistió en que no fue necesario tratar al estuario como un set de diferencias finitas, sino que cada una de las dos estaciones diurnas trajo consigo soluciones individuales a sus parámetros.

Otra ventaja se basa en el hecho de que sin importar la exactitud de la posición de El Cobina en el continuo espectro de tipos de estuarios, este modelo es útil para ambas condiciones: estratificadas o bien mezcladas.

Para el modelo de Officer, las fuerzas conductoras de la circulación son:

a) La inclinación longitudinal de la superficie que actúa hacia abajo del estuario y es constante con profundidad. Esta fuerza tiende a ser dominante cuando existe un pequeño flujo del río, resultando en un efecto neto de circulación dirigido aguas abajo en la porción superior de la columna de agua.

b) La fuerza del gradiente longitudinal de densidad, dirigido aguas arriba del estuario y que se incrementa fundamentalmente linealmente como función de profundidad. En el caso de pequeños flujos de río, esta fuerza estaría dominando la porción inferior del estuario.

Estas dos fuerzas son balanceadas por las fuerzas friccionales internas y del fondo, y en algunos casos por el stress del viento. El

modelo usado para el Estero Cobina, asume esfuerzos friccionales del fondo y omite los del viento. Las soluciones son de la forma:

$$u_x = \frac{gi(h^2 - z^2)}{2Nz} - \frac{g\Omega(h^3 - z^3)}{6\rho Nz} - \left\{ \frac{gh(\Omega h - i)}{k 2\rho} \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (3.1)$$

$$u_o = \frac{gih^2}{3Nz} - \frac{g\Omega h^3}{8\rho Nz} - \left\{ \frac{gh(\Omega h - i)}{k 2\rho} \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (3.2)$$

donde u_x es la velocidad longitudinal, promediada en un ciclo de marea; u_o , la velocidad del flujo del río; g , la aceleración de la gravedad; i , la inclinación de la superficie; h , la profundidad media de la columna de agua; z , la profundidad; Ω , el gradiente longitudinal de densidad; Nz , el coeficiente de viscosidad vertical turbulenta (asumido constante); k , el coeficiente de fricción del fondo, donde $\rho k |u_x| u_x = -\rho Nz (\delta u_x / \delta z)$; y ρ es la densidad del agua.

Reescritas estas expresiones en términos de la velocidad en la superficie u_s y la velocidad del fondo u_f y parametrizando la profundidad como $n=z/h$, se tiene

$$u_x = u_s(1 - 9n^2 + 8n^3) + u_f(-3n^2 + 4n^3) + u_o(12n^2 - 12n^3) \quad (3.3)$$

donde

$$u_a = \frac{gh^2}{6Nz} \left(i - \frac{1}{4} \frac{\Omega h}{\rho} \right) + u_o \quad (3.4)$$

$$u_f = \frac{gh^2}{3Nz} \left(i - \frac{3}{8} \frac{\Omega h}{\rho} \right) + u_o \quad (3.5)$$

Para la ecuación de continuidad de sal o mezcla, el balance se dá primordialmente entre el flujo horizontal advectivo de la circulación y el flujo vertical difusivo, entonces la solución es de la forma

$$s_1 = \frac{h^2}{Kz} \frac{\delta s}{\delta x} \left[u_a \left(\frac{2n^5}{5} - \frac{3n^4}{4} + \frac{1n^2}{2} - \frac{1}{12} \right) + \right. \\ \left. u_f \left(\frac{1n^5}{5} - \frac{1n^4}{4} + \frac{1}{60} \right) + \right. \\ \left. u_o \left(-\frac{3n^5}{5} + n^4 - \frac{1n^2}{2} + \frac{1}{15} \right) \right] \quad (3.6)$$

donde s_1 es la desviación de salinidad respecto a su promedio vertical, Kz es el coeficiente de difusión turbulenta, asumido constante, y $\delta s/\delta x$ es el gradiente longitudinal de salinidad.

Estas ecuaciones, permiten calcular parámetros como Nz , Kz , i , k en términos de las observaciones de u_s , u_f , u_o , $\delta s/\delta x$, h , y la diferencia de salinidad entre la superficie y el fondo $s_f - s_a$. Entonces

$$Nz = \frac{h^3}{24} \frac{g\Omega}{(2u_e + u_f - 3u_o)\rho} \quad (3.7)$$

$$i = \frac{3u_s + u_f - 4u_o}{8u_e + 4u_f - 12u_o} \frac{\Omega h}{\rho} \quad (3.8)$$

$$k = \frac{g\Omega h^2}{u_f^2 \rho} \left(\frac{1}{2} - \frac{3u_s + u_f - 4u_o}{8u_e + 4u_f - 12u_o} \right) \quad (3.9)$$

$$Kz = \frac{1}{20} \frac{(3u_e + u_f - 4u_o)h^2}{s_f - s_e} \frac{\delta s}{\delta x} \quad (3.10)$$

3.3.2. Resultados

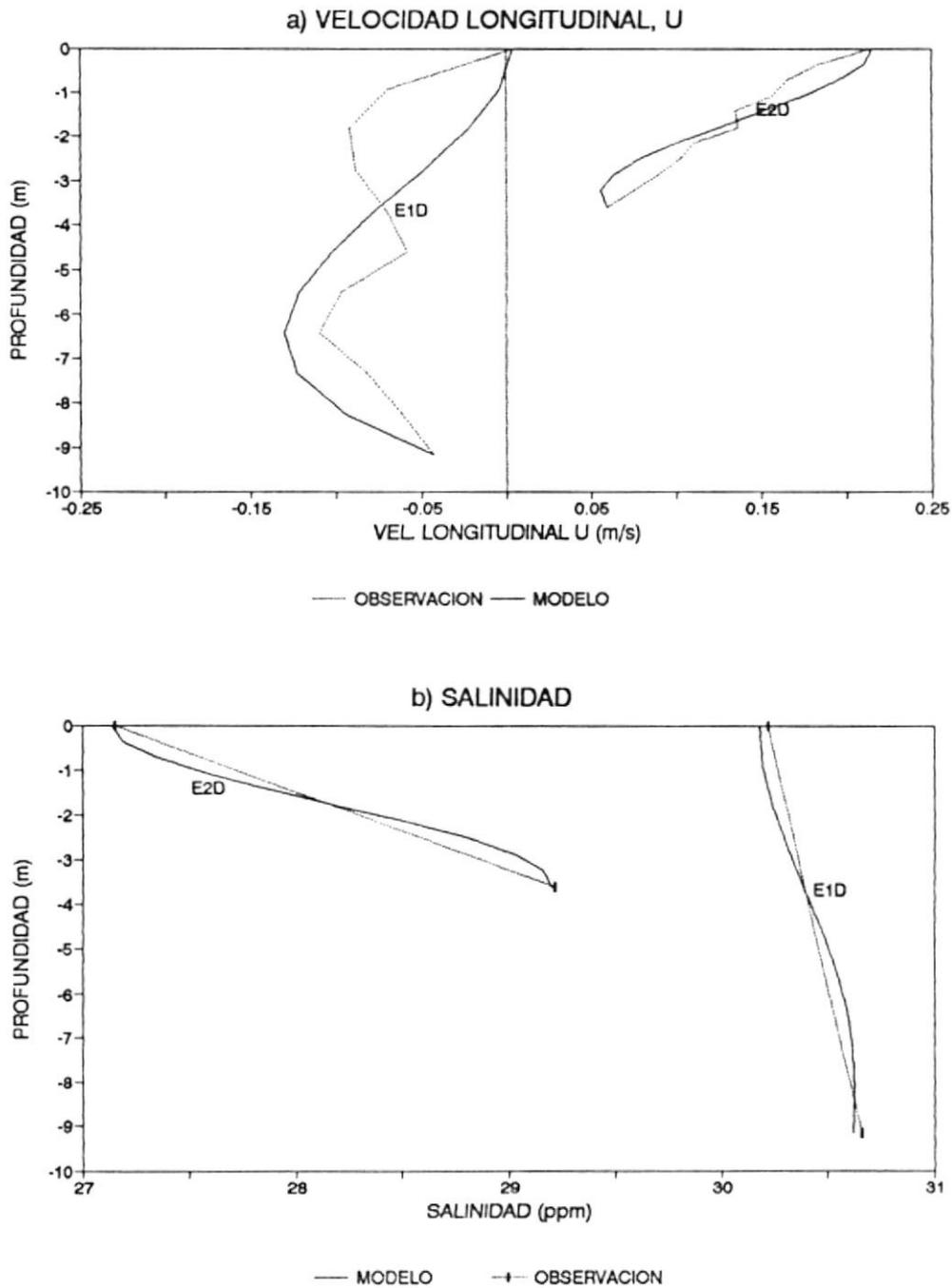
La tabla No.5 contiene los parámetros de entrada y salida del modelo, aplicados a las dos estaciones diurnas del estero. En los gráficos adjuntos (figs. 3.1 a y b) se aprecian las curvas de salinidad y velocidad netas (promediadas por ciclo de marea) obtenidas a partir del modelo y de la información real.

Para ambas estaciones, el mejor ajuste de la curva de velocidad longitudinal neta del modelo con la observada, se obtuvo considerando a u_o , como el promedio vertical de la sección, en lugar del que teóricamente le corresponde como velocidad del flujo del río (U_r). En vista de las diferencias entre el valor de u_o y el U_r respectivo en cada estación, la información de salida del modelo

TABLA V. PARAMETROS DE ENTRADA Y SALIDA DEL MODELO DE OFFICER

Parámetros	DE ENTRADA		Parámetros	DE SALIDA	
	E 1D	E2D		E 1D	E2D
u_s (m/s)	0.004	0.215			
u_f (m/s)	-0.043	0.059			
u_o (m/s)	-0.075	0.129	N_z (cm ² /s)	11.34	1.27
$\delta s / \delta x$ (%/m)	9.38E-04	9.38E-04	λ (cm/km)	0.22	0.11
$s_f - s_s$ (%)	0.440	2.069	k ($\times 1E-3$)	4.4E-02	9.6E-04
h (m)	9.16	3.59	K_z (cm ² /s)	18.22	0.96
Q (kg/m ³)	1019.6	1017.9			
Ω (kg/m ⁴)	6.96E-04	6.96E-04			

FIGURA 3.1 VARIACIONES VERTICALES NETAS SEGUN EL MODELO DE OFFICER Y LAS OBSERVACIONES



así como cualquier otro parámetro calculado a partir de los mismos, sólo contribuyen al esclarecimiento de las condiciones representativas de las columnas de agua monitoreadas de cada estación. Para la obtención de características más generales de la sección, además de U_r , hubiera sido suficiente al menos contar con los valores promedio seccionales de u_s y u_r .

La variación entre el valor de u_o y U_r en cada estación dan una medida del peso que los efectos laterales tienen al menos sobre la circulación longitudinal del Estero. En ambos casos, la aplicación del modelo de Officer en el Estero Cobina pierde sentido práctico, pues de una u otra forma requieren de la obtención de un extenso set de mediciones espaciales y temporales de velocidad durante al menos un ciclo de marea completo.

Con la consideración de u_o como el promedio vertical de la velocidad en la columna se incorporan los efectos advectivos causados por la marea, el río, el gradiente de presión y el de densidad, y aquellos que de una u otra forma afectan el régimen del flujo en esa particular columna de agua. De la

comparación entre los gráficos de los perfiles de velocidad longitudinal real y modelada se pudo inferir lo siguiente:

- Un mejor ajuste de la curva modelo con la observada en E2D que en E1D. En esta última, los valores modelados se subestiman a los reales especialmente por encima del 50 % de profundidad de la columna de agua y se sobreestiman por debajo de ella.

- En E1D, la baja magnitud de los valores de circulación neta observada y modelada no permiten hacer otras apreciaciones más precisas que las ya dadas.

3.4. RESULTADOS DEL BALANCE DEL FLUJO SALINO HORIZONTAL

Para esta parte se calcularon cada uno de los términos de las expresiones (1.10) y (1.11) en cada una de las estaciones considerando (a) el promedio seccional de velocidad como U_r , y (b) el promedio vertical de la columna de agua (u_o) para el esclarecimiento de las condiciones de mezcla particulares de cada columna de agua. Los resultados se hallan en la tabla 6.

a) En esta parte se asumió que las variaciones de marea así como las desviaciones de marea y de corte

TABLA VI. COMPONENTES DEL FLUJO SALINO HORIZONTAL

		$h\langle u \rangle \langle s \rangle$	$h^* \langle U \rangle \langle s \rangle$	$h \langle S \rangle \langle u \rangle$	$h \langle U \rangle \langle S \rangle$	$h^* \langle uvsv \rangle$	$h \langle UvSv \rangle$
		1	2	3	4	5	6
(a)	E1D	0.56	6.44	0.00	-0.48	-0.01	-0.05
	E2D	0.97	1.57	0.02	-0.51	-0.12	-0.04
(b)	E1D	-20.84	6.44	-0.04	-0.48	-0.01	-0.05
	E2D	13.10	1.57	0.23	-0.51	-0.12	-0.04
		Flujo no dispersivo 1 + 2	Flujo de marea, F_m 3 + 4	Flujo de corte, F_c 5 + 6	Flujo total, F (sumatoria)	U (%)	
(a)	E1D	7.00	-0.48	-0.07	6.45	87	
	E2D	2.54	-0.49	-0.16	1.90	76	
(b)	E1D	-14.40	-0.52	-0.07	-14.99		
	E2D	14.67	-0.28	-0.16	14.24		

Los valores de flujo salino advectivo (1), de compensación por onda progresiva (2), corte (5+6) y marea (3+4) fueron calculados a partir de una adaptación de la metodología de Dyer (1977).

(a) Considera $\langle u \rangle$ como el flujo del río (U_r)

(b) Considera $\langle u \rangle$ como el promedio vertical de la columna de c/sección (u_o)

de la velocidad y salinidad halladas en la columna de agua de cada estación son homogéneas en toda la sección transversal. Los resultados en ambas estaciones muestran que el flujo salino total por unidad de ancho es conducido principalmente por sus efectos no-dispersivos, cuya mayor responsable es la compensación de la onda progresiva por su incursión por el canal. Este efecto es más grande en E1D denotando la mayor importancia de los procesos de marea en la sección. La mezcla dispersiva de ambas estaciones también resultó ser principalmente conducida por la influencia difusiva de la marea. En E1D esta contribución (v) fue del 87% mientras en E2D fue del 76%.

b) Similarmente, en la columna de agua de cada estación se halló que el flujo salino total era llevado casi totalmente por sus efectos no-dispersivos, en los que la advección neta fue mucho más significativa que la compensación de la onda progresiva, aunque esta última fuera más notable en E1D que en E2D. En resumen, en cada columna de agua la mezcla promedio sobre uno o más ciclos de marea está caracterizada por el flujo salino no-dispersivo originado principalmente en el forzamiento de marea que causa un flujo neto advectivo (por bombeo de la marea) y otro

compensatorio por la incursión de la onda en el canal. En la columna de agua de E2D la advección también hallaría contribuyente en el flujo del río entrante. Por otro lado, la mezcla dispersiva salina constituyó sólo una pequeña componente del flujo salino total. En ambas columnas de agua los efectos difusivos de la marea fueron más importantes que los de corte. Sin embargo mientras en E1D el de la marea fue casi el responsable total de la dispersión, en E2D éste efecto compartió importancia con el de corte.

A pesar de las similitudes halladas en (a) y en (b), en (b) la presencia de un flujo salino total negativo en E1D manifestaría la existencia de una tasa de sal acumulándose entre ambas secciones por ciclo de marea. Pese a la inestabilidad que puede tener el sistema en un ciclo de marea, sin la existencia fuentes o sumideros importantes tanto el flujo advectivo de agua como el de sal debe más o menos balancearse por continuidad en cada estación como ocurre en (a), por lo tanto los no completamente cuantificados efectos advectivos y dispersivos derivados de los efectos laterales por fricción, curvatura, y aspecto de la sección transversal deben de balancear los caudales de agua y flujos salinos totales de manera que estos se

dirijan aguas abajo del canal, característica normal de los estuarios de marea verticalmente homogéneos.

3.5. ANALISIS DE LA TURBULENCIA Y DE LOS EFECTOS DE LA MEZCLA GLOBAL

Previo al inicio del desarrollo de los efectos de la turbulencia y del análisis de la mezcla global, conviene indicar que hasta aquí los resultados de este estudio, separan a los procesos restantes de una forma *sui generis*, 1) en aquellos que pudieron ser obtenidos sólo de la consideración de las condiciones representativas de las columnas de agua de cada estación, *i.e.*, la turbulencia y el tiempo de mezcla vertical; y 2) en aquellos que pudieron ser sustraídos de sus características más generales por sección, *i.e.*, la difusión horizontal efectiva y el tiempo de renovación. Los resultados del primero están contenidos en la tabla 7, y se refieren al análisis de ciertos parámetros que caracterizan los procesos de turbulencia y mezcla vertical en las columnas de agua de cada estación. Mientras que los del segundo se hallan en la tabla 8, y corresponden a algunos items de la metodología citada en la sección 1.7.

3.5.1. Procesos Turbulentos

Se calcularon los números de Richardson local

TABLA VII. PARAMETROS DE TURBULENCIA Y MEZCLA VERTICAL

Parámetros		E 1D	E2D
# Richardson local	R_{il}	11.41	1.87
# Richardson global	R_{ig}	7.41	2.42
# Flujo de Richardson	R_f	18.33	1.41
Esfuerzo de corte del fondo	τ (g/ms ²)	-83.6	3.4
Tiempo mezcla vert.	T_{mv} (hr)	1.60	4.67

TABLA VIII. COEFICIENTES DE DISPERSION HORIZONTAL Y TIEMPO DE RENOVACION

Coef. Difusión Horizontal		E 1D	E2D
1) Stommel	K_x (cm ² /s)	6.5E+05	2.9E+06
2) Contribuciones del flujo difusivo	K_{xm} (cm ² /s)	1.9E+06	1.8E+06
	K_{xc} (cm ² /s)	8.0E+04	4.7E+05
	K_x (cm ² /s)	2.0E+06	2.3E+06
Determinación del tiempo de limpieza entre E1D y E2D			
Prisma de marea	P (m ³)	1000062	
Volumen de Plea	U_p (m ³)	2078018	
Volumen de baja	U_b (m ³)	1077956	
Tiempo de renovación	T_r (ciclos)	1.08	
Tasa de intercambio	r	0.48	
Volumen de agua dulce acumulado	F (m ³)	75452	

(Ri_1 , ec. 1.21) y global (Ri_g , ec. 1.23) usados respectivamente para el cálculo del número de flujo de Richardson (Rf , ec. 1.20) y para la evaluación de características más generales en toda la columna de agua. En vista de que Ri_1 también se calculó a partir de parámetros representativos de toda la columna, los valores de Ri por ambas metodologías fueron similares. Tal como se mencionó en la teoría, la determinación de condiciones estratificadas o no basada sólo en valores del número de Richardson no resulta confiable y podría conducir a errores si no se presta cuidado. Por ejemplo, siendo Ri un parámetro de estratificación, su valor mayor en la estación E1D que en E2D, podría inferir prontamente al establecimiento de condiciones más estratificadas en E1D que en E2D, lo cual es falso.

El número de flujo de Richardson, Rf , resultó ser mayor que 1 en ambas estaciones. En la columna de E1D, $Rf \gg 1$ (aprox. 18) indica que existe una significativa transferencia de turbulencia por procesos difusivos. En E2D el proceso descrito se realiza con menor intensidad. Ambos planteamientos reafirman

los ya inferidos cuando se habló sobre los flujos salinos por difusión y corte en ambas estaciones, *i.e.*, la mayor mezcla conduce a procesos de transferencia vertical turbulenta más intensa que bajo condiciones más estratificadas.

El esfuerzo de corte de la cuenca (ec. 1.13) es otro parámetro indicativo de la turbulencia generada en la columna de agua, especialmente de aquella presente en el estrato próximo al fondo. En E1D este parámetro además de ser casi 25 veces mayor en magnitud que en E2D, resultó dirigirse aguas arriba del canal. Esto se explica más que por el uso de la velocidad del fondo u_b para su cálculo, por el alto valor de la constante de fricción k (un orden de magnitud mayor al usual) encontrado a partir de la aplicación del modelo de Officer. En E2D ocurre lo contrario, un bajo valor de k (un orden de magnitud menor que el corriente) determina un pequeño valor del esfuerzo de corte en la cuenca. En todo caso, lo inferido demuestra que en el sector de E1D estudiado, y seguramente en sus inmediaciones, el flujo tiene mayor habilidad para transportar

material en suspensión aguas arriba a lo largo de la cuenca del que tiene E2D para transportarlo aguas abajo. Esto justifica en parte la acumulación de sedimentos en los alrededores y aguas arriba de E2D.

3.5.2. Tiempo de Mezcla Vertical

En un estuario como El Cobina, de escasa estratificación vertical, si un contaminante de densidad no significativamente diferente a la del agua, es introducido a una profundidad particular, este podrá difundirse a una razón determinada por K_z , el coeficiente de mezcla vertical turbulento.

El cálculo del tiempo de mezcla vertical representativo de las columnas de agua de cada estación consideró que el contaminante era arrojado en la mitad de la profundidad estimada en cada sección (valor de la desviación estándar), desde donde podía mezclarse en toda la columna. Con esta asunción, los resultados del tiempo de mezcla vertical calculados a través del uso de la ecuación (1.24) en ambas estaciones, se mostraron coherentes con la existencia de más intensos procesos de mezcla verticales en E1D

que en E2D, debido a la mayor escala de los procesos difusivos por marea. Pues, mientras que en E1D toda la columna de agua es mezclada en 1 hora 36 minutos, en E2D este proceso le lleva 4 horas 40 minutos. Sin embargo, es destacable el hecho de que ambas requieren menos de la mitad de un ciclo de marea para mezclarse verticalmente, lo mismo que hace entrever la gran importancia de los procesos de mezcla vertical en este estuario para la reducción de la concentración de un contaminante arrojado. Estos resultados son válidos siempre y cuando el contaminante también es arrojado en las inmediaciones del eje longitudinal de cada estación.

3.5.3. Difusión Horizontal efectiva

En la tabla 8, se hallan los valores de salida de los coeficientes de difusión horizontal efectiva de ambas estaciones hallados a través de 1) la fórmula de Stommel y 2) de las contribuciones del flujo difusivo total, respectivamente.

Para E1D, el valor derivado de la segunda fórmula resultó ser 3 veces mayor que el de la primera, mientras en E2D el K_x hallado por

la primera fue 28% mayor que la segunda. Sin embargo para ambas metodologías los K_x se desarrollaron entre órdenes de magnitud similares a los obtenidos por otros investigadores en estuarios parcial y verticalmente mezclados (10^5 y 10^6 cm^2/s), y para ambas el valor de K_x mostró la tendencia de ser más alto (entre 15% y 4.4 veces, respectivamente) en la estación más cercana al río respecto a la situada próxima a la boca del canal.

Por las similitudes halladas, ambas fórmulas constituyen un buen recurso para el cálculo de coeficientes efectivos de dispersión longitudinal. La primera tuvo la ventaja de ser muy rápida y práctica en el momento de su obtención, pero la segunda es más recomendable cuando existen evidencias de que un efecto advectivo seccional de la marea puede sumársele al flujo del río por ciclo de marea. La segunda fórmula también ofrece un análisis discriminatorio de sus principales componentes: la marea y el corte.

De los resultados obtenidos por la segunda fórmula, las siguientes inferencias son válidas:

- Se observó que los K_x en ambas estaciones se hallaron comparativamente próximos, denotando la relativa uniformidad que existe en el efecto dispersivo del estuario dentro de relativamente cortas distancias (2.4 Km).

- La contribución realizada por el coeficiente difusivo de marea al coeficiente dispersivo total fue comparable en ambas estaciones. En E1D esta contribución fue del 95%, mientras en E2D fue del 79%. Las contribuciones restantes (5% y 21%, respectivamente) corresponden al efecto de corte.

En resumen esto demuestra que E1D la dominancia del efecto difusivo de la marea al proceso dispersivo total es casi total, mientras que en E2D, aunque el mayor responsable de la mezcla dispersiva total de un contaminante también sea el flujo difusivo de marea, también comparte importancia el flujo difusivo de corte.

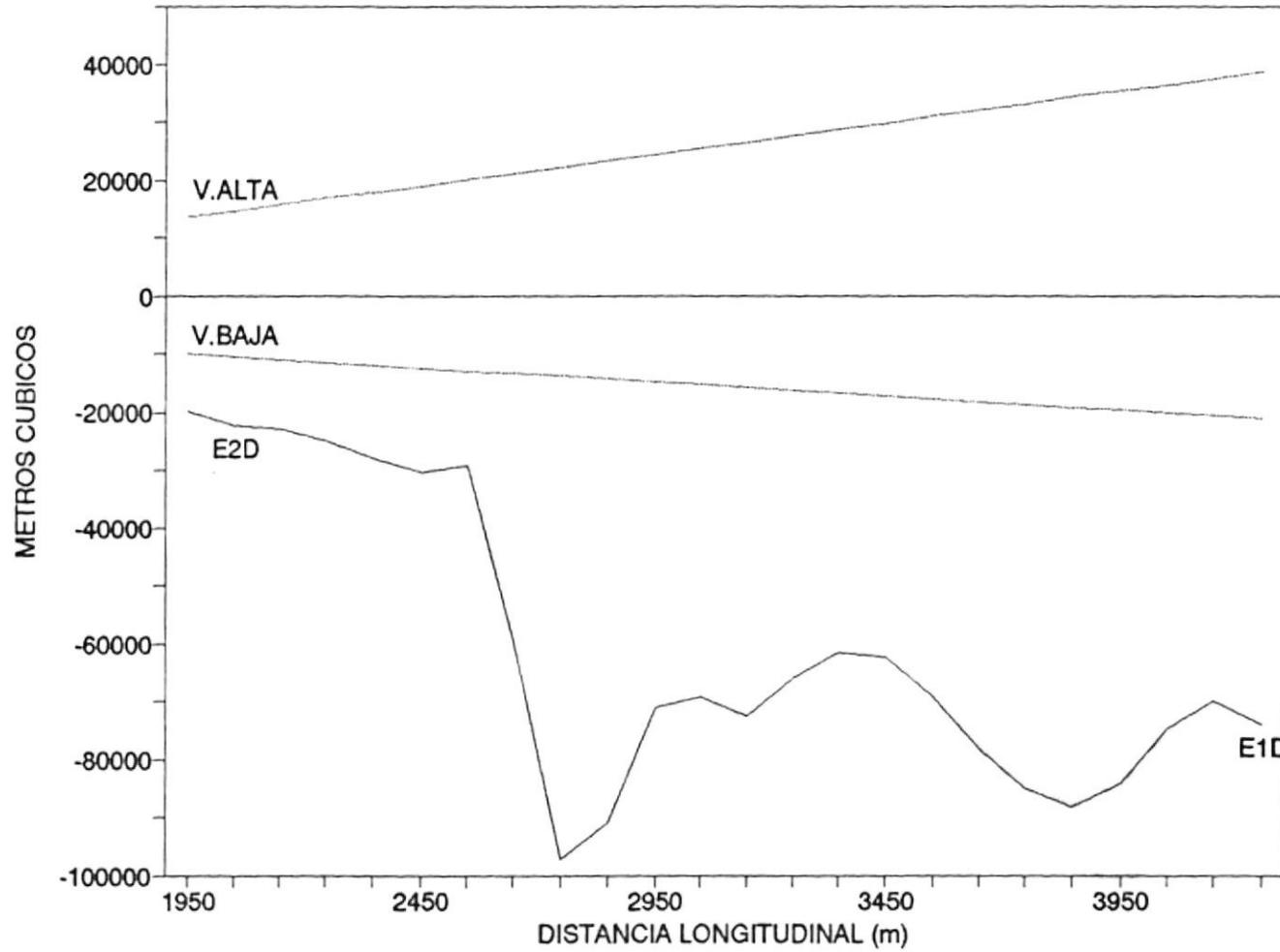
3.5.4. Tiempo de Renovación

El método clásico del prisma de marea (ec. 1.28) indica que alrededor de 1 ciclo de marea necesita el segmento comprendido entre

E1D y E2D para desalojar un contaminante cuya densidad sea semejante a la del agua. Los resultados se resumen en la tabla 8, mientras la figura 3.2, ilustra las variaciones del volumen en plea y bajamar de cuya diferencia se obtuvo el Prisma de marea entre las dos estaciones.

Según los resultados, casi 50% del volumen del segmento en plea sale durante el reflujo, asumiendo mezcla completa, la fracción de agua dulce que queda se acumulada después de un número infinito de ciclos de marea tiene un volumen menor en dos órdenes de magnitud al gran volumen intermareal que es introducido en cada ciclo (aprox. $1 \times 10^6 \text{ m}^3$). Cabe recordar que sobre las asunciones de mezcla completa, el método daría el límite inferior del tiempo de renovación del segmento. La reafirmación de la importancia de los procesos de marea en el estero se halla implícita en los resultados obtenidos.

Fig.3.2 VARIACION LONGITUDINAL DE LOS VOLUMENES (c/100 m) EN PLEA Y BAJA



CONCLUSIONES

1. Las siguientes conclusiones particulares se desprenden de los resultados de este trabajo:

- La tipología del sector estudiado del Estero Cobina infiere que de sur a norte ésta varía desde condiciones bien mezcladas verticalmente, hasta parcialmente mezcladas con circulación gravitacional pobremente desarrollada. Estos resultados fueron aceptablemente obtenidos por el esquema de clasificación de Hansen-Rattray.

- En el período muestreado, y debido al pequeño y restringido flujo de agua dulce que se incorpora al estero por ciclo de marea, la mezcla y circulación en el Cobina se encuentra dominada por la acción de la marea, jugando el mayor rol en la dinámica del estuario. Esta fuerza conductora y las especiales características geométricas del canal hacen que la homogeneidad lateral no sea una asunción ampliamente válida en el Cobina.

- En vista de la variabilidad lateral de la circulación en el Estero Cobina, el uso del modelo de Officer resulta impráctico porque requiere de un extenso set de mediciones temporales y espaciales que caractericen adecuadamente la velocidad de superficie y fondo, previo a la obtención del flujo del río.

- En términos del flujo salino, el balance de sal representativo seccionalmente también se encontró mayormente influenciado por el forzamiento de la marea, tanto en sus efectos no-dispersivos, por la compensación de la onda progresiva como en los dispersivos, por el efecto difusivo de la marea. La dominancia de este último en la mezcla dispersiva total fue del 87 y 76% en cada estación, respectivamente.

- En E1D la oposición del sentido del promedio vertical de la velocidad en la columna de agua y el flujo del río, indica que en esta sección el efecto advectivo del bombeo de marea variable en la sección transversal provocaría que una parte de la sección se caracterice por un flujo dirigido hacia aguas arriba del estero y que la porción restante tenga una circulación neta de salida. Por continuidad en un ciclo de marea completo el flujo resultante seccionalmente debe ser próximo al flujo del río, de otra manera esto tendría que suceder en más de un ciclo de marea.

- Básicamente los efectos que hacen del Cobina un estuario de características inestables son los siguientes:

- (1) Curvatura del canal
- (2) Variación de la marea entre fases lunares
- (3) Inestable acción del flujo del río debido a la

aleatoria apertura de compuertas. Aunque se sabe que para mareas muy bajas las compuertas no son abiertas.

(4) Bombeo de marea, derivado de la interacción de la marea y corrientes con la irregular batimetría y paredes del canal.

(5) Existencia de condiciones no-homogéneas lateralmente, especialmente respecto a la variación de las velocidades longitudinales a lo largo del eje transversal OY.

- El esfuerzo de corte de la cuenca obtenido mediante el uso del modelo de Officer indica la existencia de una acumulación de sedimentos aguas arriba de E1D. Así mismo esto se ratifica por la asimetría de las variaciones de corrientes de marea en ambas estaciones.

- Bajo el método estudiado, el tiempo de renovación que necesita un contaminante para ser arrojado del tramo entre E1D y E2D es 1 ciclo de marea apróx. Este posiblemente sea el límite mínimo del tiempo real pues se asumió mezcla completa.

- El número de flujo de Richardson infirió aceptablemente la presencia de mayores procesos turbulentos en E1D que en E2D. Así mismo el tiempo de mezcla vertical indicó que el tiempo necesario para la mezcla vertical es tres veces menor en E1D.

- El flujo del río de $1.56 \text{ m}^3/\text{s}$, obtenido de la operación y filtración de las compuertas de las esclusas se ajustó

bastante bien a las condiciones analizadas. El valor dado por el volumen de operación puede conducir a una disminución o aumento del flujo del río según el número de operaciones por día disminuya o aumente, respectivamente.

2. Como un aporte al tema general del tópico, se extrae lo siguiente:

- Dadas las características de mezcla halladas en el estero, en general se infiere que éstas efectivamente contribuyen a la dilución de un contaminante de densidad próxima a la del agua atrapado en el eje del estero. Sin embargo debido a que no se puede asumir homogeneidad lateral, el tiempo de permanencia del mismo contaminante atrapado en las proximidades de los bordes del estero, sería mayor al estimado en los resultados.

- Las señales halladas de una creciente sedimentación aguas arriba del canal, indican que se está contribuyendo a una general disminución de sus procesos de circulación y mezcla por efecto de la disminución del volumen de agua y aumento de los procesos de fricción de la cuenca, tendencia que sensibiliza al estero a sufrir cada vez mayores problemas de calidad de aguas. De esta manera, contaminantes lo suficientemente pesados para ser transportados como carga de fondo, tenderían de igual forma a acumularse aguas arriba del canal, así como a ser

atrapados por remolinos horizontales frente a las entradas o ramales laterales hasta su asentamiento.

3. Tomando en cuenta las mencionadas consideraciones y sabiendo que el Estero Cobina se constituye en una cuenca semicerrada dependiendo de la operación de las compuertas, se pueden dar algunas alternativas generales con las que se podría contribuir tanto al establecimiento de un mecanismo de lavado para evitar la creciente sedimentación aguas arriba del estero, como al mejoramiento de la renovación de estas aguas a través de una mayor dinámica de salida de las mismas hacia el Río Guayas. Sin embargo se recalca la necesidad de realizar un estudio de transporte de sedimentos en el sector previo al establecimiento de cualquiera de las mentadas alternativas:

- Períodos de flujo durante los cuales las bajamares sucedan primero en Puerto que en el Río Guayas, son los más idóneos para efectuar un juego de cierre-apertura de compuertas en las Esclusas. Asumiendo ambas compuertas cerradas, después de la bajamar del Puerto, el Estero Cobina se hallará con un nivel de agua más alto que el del Río Guayas, la apertura de la compuerta Sur (CS), hará que el espacio entre compuertas se nivele con agua más salina y limpia de la que estaba presente; el cierre de CS y la apertura de CN (compuerta Norte), hará que por mecanismos de gravedad y por corrientes de densidad (agua

más salina del fondo se dirige hacia menos salinas) el agua del fondo con su carga de sedimentos sea transportada advectivamente hacia el río.

- Bajo la misma premisa, y aprovechando los intervalos de máximas corrientes de flujo en el Estero Cobina (unas 2h después de la bajamar), se podría esperar que con las 2 compuertas abiertas, el gradiente de la inclinación de la superficie y las corrientes de densidad del fondo, sean capaces de transportar la carga de fondo hacia el río, efectuándose un mecanismo de lavado en la cuenca del Cobina.

Otras alternativas que se sugieren son:

- Dar mantenimiento a las compuertas de las esclusas, para evitar que los volúmenes de filtración aumenten el intercambio de agua del río hacia el estero, incrementando de esta manera la tasa de sedimentación aguas arriba del Estero Cobina.

- Un dragado técnicamente planificado es la alternativa más rápida y efectiva, aunque por mucho la menos económica, para aumentar los volúmenes de agua del canal del Estero que posibilitan una mayor renovación del agua y disminuyen los procesos friccionales de fondo. A partir de la ejecución del mismo, tasas de sedimentación altas en lo posterior podrían ser evitadas utilizando los 2 mecanismos previamente citados.

BIBLIOGRAFIA

1. Bowden, K. F., 1967, Circulation and Diffusion in Estuaries. En, Estuaries (ed. Lauff, G. H.). American Association for the Advancement of Science. Publ. 83.
2. Bowden, K. F., 1977, Turbulent Processes in Estuaries. En, Estuaries, Geophysics, and the Environment. National Academy of Sciences. Washington, D.C.
3. Chavarría, J., 1988, Estudio Comparativo de los niveles y fases de las Mareas en el Sistema Río Guayas-Estero Salado. Tesis de grado. Facultad de Ingeniería Marítima y Ciencias del Mar. ESPOL.
4. Dyer, K. R., 1977, Lateral Circulation Effects in Estuaries. En, Estuaries, Geophysics and the Environment. National Academy of Sciences. Washington, D.C.
5. Gill, A. E., 1982, Atmosphere-Ocean Dynamics. Academic Press. New York.
6. Holden, R., 1978, Procesos Estuarinos. Escuela Superior Politécnica del Litoral. Guayaquil.

7. Inter Ocean Systems, inc, 1985. Catalog. USA.
8. Kjerfve, B., 1989, Estuarine Geomorphology and Physical Oceanography. En, Estuarine Ecology (ed. Day, J. W. Jr., *et al.*). John Wiley & Sons, New York.
9. Murray, S., *et al.*, 1974, Circulation and Salinity distribution in the Río Guayas Estuary, Ecuador. En, Estuarine Research (ed. Wiley). John Wiley & Sons, Vol.2. New York.
10. Officer, C. B., 1976, Physical Oceanography of Estuaries and Associated Coastal Waters. John Wiley & Sons. New York.
11. Officer, C. B., 1977, Longitudinal Circulation and Mixing Relations in Estuaries. En, Estuaries, Geophysics and the Environment. National Academy of Sciences. Washington, D.C.
12. Pritchard, D. W., 1967, Observations of Circulation in Coastal Plain Estuaries. En, Estuaries (ed. Lauff, G. H.). American Association for the Advancement of Science. Publ. 83. Washington, D.C.
13. Stickney, R., 1979, Principles of Warmwater Aquaculture. John Wiley & Sons. New York.
14. Uncles, R.J., *et al.*, 1991, The nature of near-bed

currents in the upper reaches of an estuary. En, Estuaries and Coasts: Spatial and Temporal Intercomparisons (ed. M. Elliott y J. P. Ducrotoy). Olsen y Olsen. Dinamarca.

15. Waterloopkunding laboratorium Delft hydraulics laboratory, 1985, Access Channel of Puerto Marítimo, Guayaquil-Ecuador: Causes of Sedimentation and recommendations on remedial measures (Main report). R1859 Vol.1. Delft.