



T
551.4609
B726
c.2

ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL

FACULTAD DE INGENIERIA MARITIMA Y CIENCIAS DEL MAR

" CALCULO DE LOS COEFICIENTES DE DIFUSION Y DISPERSION EN UN
TRAMO DEL ESTUARIO INTERIOR DEL GOLFO DE GUAYAQUIL "
SECTOR DESDE PUNTA PIEDRA HASTA LA SALIDA
DEL GOLFO DE GUAYAQUIL POR EL CANAL DEL
MORRO Y JAMBELI

TESIS DE GRADO

Previa a la obtención del Título de:

LICENCIADO EN OCEANOGRAFIA

Presentada por :

MERCY JULIA BORBOR CORDOVA

GUAYAQUIL - ECUADOR

1.985



BIBLIOTECA

AGRADECIMIENTO

AL Ms. EDGAR ARELLANO MONCAYO,
Director de Tesis, por su ayuda
y colaboración para la
realización de este trabajo.

DEDICATORIA

- A MIS PADRES
- A MI ESPOSO
- A MIS HIJOS: Victor Gabriel
Diana Verónica
- A MIS HERMANOS



Marco Velarde Toscano

ING. MARCO VELARDE TOSCANO
DECANO ENCARGADO DE LA FACULTAD
DE INGENIERIA MARITIMA

Edgar Arellano Moncayo

MS. EDGAR ARELLANO MONCAYO
DIRECTOR DE TESIS

Francisco Medina Peñafiel

MSC. FRANCISCO MEDINA PEÑAFIEL
MIEMBRO PRINCIPAL DEL TRIBUNAL

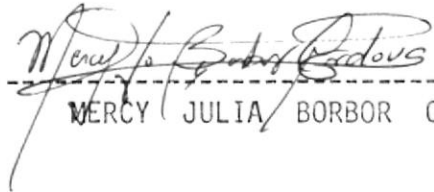
Enrique Sánchez Cuadros

ING. ENRIQUE SANCHEZ CUADROS
MIEMBRO PRINCIPAL DEL TRIBUNAL

DECLARACION EXPRESA

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

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



MERCY JULIA BORBOR CORDOVA

R E S U M E N

Los coeficientes de Difusión y Dispersión dan un índice del comportamiento hidrodinámico de un estuario en general, en el presente estudio se utiliza varios métodos - para sus determinaciones.

En el tramo del Estuario interior del golfo de Guayaquil los datos* fueron tomados en el mes de julio de 1.970, para los coeficientes de difusión y para dispersión promediados para la época seca en el período 1.979 - 1.980 , trabajando en ambos casos con un caudal de $120.3 \text{ m}^3/\text{sec}$, correspondiente a un promedio para la época seca.

Se utilizaron dos métodos partiendo de la solución de Fickian, para determinar los coeficientes de difusión K_z , con los cuales se obtuvieron valores promedios de K_z de $-330 \text{ cm}^2/\text{sec}$ en el canal de Cascajal y Morro, $41.5 \text{ cm}^2/\text{sec}$, en el canal de Jambelí a la entrada, y $6 \text{ cm}^2/\text{sec}$ a la salida del canal de Jambelí.

Para los coeficientes de Dispersión se utilizaron tres méto

dos partiendo de la ecuación de Continuidad y se observaron dos tramos, el primer tramo correspondiente al río Guayas desde Punta Piedra a Isla Verde, con valores de 25-40 km²/día y en el segundo tramo del Canal de Cascajal y del Morro los valores fueron irregulares en el rango de 10 - 100 km²/día consecuencia de la difícil geomorfología del sector.

Con la determinación de dichos coeficientes se puede conocer las características de mezcla y pueden ser utilizados para modelo de calidad del agua.

*Datos proporcionados por EMAG e INP.

INDICE GENERAL

	<u>PAGS.</u>
RESUMEN -----	6
INDICE GENERAL -----	VIII
INDICE DE FIGURAS -----	XIII
INDICE DE TABLAS -----	XVII
INDICE DE ABREVIATURAS -----	XIX
INTRODUCCION -----	21
CAPITULO I	
DEFINICIONES Y ECUACIONES BASICAS	
1.1. CIRCULACION ESTUARINA Y RELACIONES DE MEZCLA ---	26
1.2. PROCESOS EN EL TRANSPORTE DE SAL EN RIOS Y ES	
TUARIOS -----	29
1.2.1. Estuario bien mezclado -----	29
1.2.2. Estuario altamente estratificado -----	34
1.2.3. Estuario parcialmente mezclado -----	34
1.3. ECUACIONES BASICAS -----	37
1.3.1. Ecuación de Continuidad -----	37
1.3.2. Derivación de la ecuación de Continuidad---	39
1.3.3. Aplicación de la ecuación de Continuidad a	
un estuario -----	40

	<u>PAGS.</u>
1.4. DIFUSION - DEFINICION -----	47
1.4.1. Ecuaciones de Difusión -----	47
1.4.2. Segunda Ley de Fickian -----	51
1.4.3. Soluciones de la Segunda Ley de Fickian -----	53
1.5. TURBULENCIA Y DIFUSION -----	57
1.5.1. Coeficientes de Difusión -----	59
1.6. DISPERSION - DEFINICION -----	61
1.6.1. Coeficientes de Dispersión -----	63
1.6.2. Dispersión longitudinal -----	63
1.6.3. Análisis de Dispersión de una sustancia con servativa -----	65
 CAPITULO II	
DESCRIPCION DEL AREA DE ESTUDIO	
2.1. CARACTERISTICAS GENERALES -----	69
2.1.1. Caudales de agua dulce -----	71
2.1.2. Batimetría de la zona -----	75
2.2. CIRCULACION DEL ESTUARIO DEL GUAYAS -----	77
2.2.1. Característica de las corrientes -----	81
2.2.2. Efecto de las mareas en el estuario -----	83
2.3. UBICACION DE LAS ESTACIONES -----	88
2.4. CARACTERISTICAS DE SALINIDAD -----	92
2.5. SECCIONES DE LAS ESTACIONES -----	103

CAPITULO III

DESCRIPCION DE METODOS A UTILIZARSE

3.1. GENERALIDADES-----	110
3.2. DESCRIPCION DEL METODO PARA OBTENER LOS COE FICIENTES DE DIFUSION A PARTIR DEL TIPO DE MEZCLA PREDOMINANTE DEL ESTUARIO ANALIZADO--	111
3.2.1. Mezcla estacionaria vertical -----	112
3.2.2. Mezcla estacionaria lateral -----	115
3.2.3. Mezcla estacionaria a lo largo de la <u>co</u> <u>rriente</u> -----	116
3.3. APLICACION DEL METODO PARA OBTENER LOS COE FICIENTES DE DIFUSION A PARTIR DEL TIPO DE MEZCLA ESTACIONARIA VERTICAL -----	118
3.4. DESCRIPCION DEL METODO DE BOWDEN Y HAMILTON PARA OBTENER LOS COEFICIENTES DE DIFUSION---	133
3.4.1. Fórmulas para la determinación de los coeficientes N_z y K_z .-----	134
3.4.2. Datos necesarios para la aplicación - del método de Bowden y Hamilton -----	137
3.4.3. Aplicación del Método de Bowden y Hamilton al área de estudio -----	138
3.5. DESCRIPCION DEL METODO DEL DR. MANUEL CASTAG NINO PARA OBTENER LOS COEFICIENTES DE DISPER SION LONGITUDINAL -----	146

3.5.1. Determinación de los Datos -----	147
3.5.2. Aplicación del Método al área de estudio--	149
3.6. DESCRIPCION DEL METODO QUE PARTE DE LA ECUA CION DE CONTINUIDAD PARA UN CONTAMINANTE CON SERVATIVO Y UTILIZA EL GRAFICO SALINIDAD Vs. DIS TANCIA, PARA LA OBTENCION DE LOS COEFICIENTES DE DISPERSION LONGITUDINAL -----	156
3.6.1. Obtención de los datos -----	158
3.6.2. Aplicación del método -----	262
3.7. DESCRIPCION Y APLICACION DEL METODO DE BOWDEN PARA LA OBTENCION DEL COEFICIENTE DE DISPERSION LON GITUDINAL -----	166
 CAPITULO IV	
ANALISIS DE LOS RESULTADOS	
4.1. ANALISIS Y COMPARACION DE LOS VALORES OBTENIDOS - PARA LOS COEFICIENTES DE DIFUSION POR LOS DOS ME TODOS DADOS -----	172
4.1.1. Análisis de los valores obtenidos en el Canal de Cascajal y del Morro -----	175
4.1.2. Análisis de los valores obtenidos en el ca nal de Jambelí -----	179
4.2. ANALISIS Y COMPARACION DE LOS VALORES OBTENIDOS PARA LOS COEFICIENTES DE DISPERSION POR LOS TRES ME TODOS DADOS -----	184

4.2.1. Análisis de los resultados del tramo Punta Piedra - Isla Verde -----	186
4.2.2. Análisis de los resultados en el ca nal de Cascajal y del Morro -----	188
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES-----	194
APENDICES-----	202
BIBLIOGRAFIA -----	217

INDICE DE ABREVIATURAS

- A : área de una sección transversal del estuario
- C : concentración de una sustancia
- Cov : covarianza
- D : coeficiente de difusión para una fuente planar
- E : coeficiente de dispersión en estuarios
- EMAG : Empresa Municipal de Alcantarillado de Guayaquil
- Σ : Sumatoria
- ϵ : elemento diferencial del soluto en la difusión
- ρ : densidad
- σ : desviación standard
- g : aceleración de la gravedad = $9,81 \text{ m}^2/\text{sec}$
- h : profundidad del estuario
- INP : Instituto Nacional de Pesca
- Jx : tasa de flujo de masa por unidad de área en dirección x
- K : coeficiente de difusión en estuarios
- Kx : coeficiente de difusión en el sentido x
- Ky : coeficiente de difusión en el sentido y
- Kz : coeficiente de difusión en el sentido z.
- M : cantidad total de material difusivo
- m_d : masa del fluido en dirección z_+
- m_z : masa del fluido en dirección z_-



- N_z : coeficiente de difusión molecular
- P : presión hidrostática
- Q : caudal de agua dulce
- R_i : número de Richardson
- S : salinidad en %
- U : velocidad en dirección x
- V : velocidad en dirección y
- W : velocidad de difusión, en dirección z
- z : distancia desde la superficie al fondo



I N T R O D U C C I O N

OBJETIVOS

El estuario del Guayas es uno de los más importantes en la costa del océano Pacífico por lo que conocer los procesos de circulación y mezcla se hacen necesarios para realizar un adecuado aprovechamiento de este recurso hídrico.

La descripción de dichos procesos se la puede realizar a más de los modelos físicos por medio de modelos matemáticos, donde intervienen algunos coeficientes de carácter variable dependiendo de las condiciones del estuario.

Dentro de aquellos coeficientes se encuentran los de difusión y dispersión, cuyos métodos de determinación y cálculo aplicado a una zona del estuario del Guayas, en el sector Punta Piedra y el canal del Morro y Jambelí, es el objetivo de esta tesis.

ANTECEDENTES

El estuario formado por el río Guayas en su salida al océano Pacífico por el golfo de Guayaquil tiene un área total estimada de 12.000 Km^2 considerando su entrada en los 3° del Ecuador, se extiende 204 Km. de norte a sur a lo largo del meridiano en los 81°W y penetra en el litoral a una distancia de 100 Km. (Figura N°2.1).

El estuario del Guayas está relacionado con una serie de actividades que fomentan el desarrollo económico y urbano de Guayaquil, tanto por la productividad de sus aguas, el aprovechamiento de ellas para camarónicas, por la vía de navegación que lleva a un puerto de buenas condiciones.

Por todas estas razones este estuario es susceptible a ser contaminado o sufrir modificaciones que afecten su calidad, situación que se aumenta con el desarrollo urbano ya que aumentarán las cargas en el estuario, trayendo negativas consecuencias ecológicas, por lo que es necesario proteger el medio ambiente estuarino.

La investigación estuarina en el campo físico nos permite entender aspectos fundamentales, entre los cuales la mezcla y la circulación, y es la Hidrodinámica de los

estuarios la que se encarga de encontrar modelos teóricos y permite la predicción del comportamiento hidrodinámico del estuario bajo otras condiciones.

Involucrados en estos complejos fenómenos estuarinos que determinan diferentes tipos de mezcla en los estuarios se encuentran los coeficientes de Difusión y Dispersión, que de una manera objetiva nos darán mayor información sobre la hidrodinámica del estuario, además que dichos coeficientes son la base para ciertos modelos de calidad de aguas.

El cálculo de los coeficientes se lo puede realizar en base a sustancias conservativas, como la salinidad, y existen diferentes métodos de tal manera que se puede establecer una comparación entre los resultados y relacionarlos con las características del estuario analizado.

ORGANIZACION DE LA TESIS

Se ha dispuesto la elaboración de este estudio en cuatro partes o capítulos.

En el primer capítulo denominado DEFINICIONES Y ECUACIONES BÁSICAS, se dan los conceptos, ecuaciones, referidos a la hidrodinámica de los estuarios, anunciando la ecuación de la

Continuidad que es básica en un estudio de contaminación, así como los conceptos de Difusión y Dispersión.

En el segundo capítulo: DESCRIPCION DEL AREA DE ESTUDIO , se determinan las características del estuario tanto en batimetría, salinidades, corrientes, así como las variaciones de dichos factores en las distintas épocas del año , y determinando la ubicación de las diferentes estaciones - utilizadas para este trabajo con las características en cada una de ellas.

En el tercer capítulo: DESCRIPCION DE LOS METODOS A UTILIZARSE, donde se explican cada uno de los métodos, siendo dos para difusión y 3 para dispersión y también realizándose la aplicación a las diferentes estaciones.

El Capítulo IV: ANALISIS DE RESULTADOS, es el que resume los resultados obtenidos y establece un análisis entre los valores obtenidos y las condiciones presentes en el estuario, además de establecer una comparación entre los resultados de los diferentes métodos.

Finalmente se indican las CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES donde se puntualizan los resultados obtenidos relacionándolos con las condiciones del estuario, determinando el método

do adecuado para las condiciones existentes.

En las Recomendaciones se dan lineamientos para mejorar el conocimiento de las condiciones hidrodinámicas del estuario del Guayas.

C A P I T U L O I

DEFINICIONES Y ECUACIONES BASICAS

1.1. CIRCULACION ESTUARINA Y RELACIONES DE MEZCLA

Actualmente se está considerando con mayor énfasis al conocer y entender la circulación y los procesos de mezcla en los estuarios, ya que estos se encuentran directamente relacionados con posibles futuros problemas de contaminación.

Los estuarios naturales presentan límites y condiciones de bordes irregulares, además presentan complejos patrones de circulación de sal y de la masa de agua dulce contenida en ellos. Entonces vemos que intervienen un gran número de subsistemas interactivos, por un lado una serie de entradas externas naturales como caída de luvias, el

agua dulce de los ríos afluentes al estuario, el efecto de los vientos, etc. Por otra parte el sistema también está afectado por las variaciones hechas por el hombre, con las descargas de aguas servidas, industrias, construcciones, etc.

En resumen, el régimen hidrodinámico de un estuario se verá afectado por los siguientes principales factores:

- La Compleja geometría del estuario
- El período de marea
- La mezcla inducida por marea
- Las diferencias de densidad
- El flujo de agua dulce al estuario

Todos estos factores hacen que el comportamiento estuarino sea objeto de una difícil descripción analítica.

Entre los factores que se han nombrado, el período de marea es muy importante el flujo de marea ya que ésta puede producir periódicos cambios en la dirección del flujo.

La diferencia de densidades entre la descarga del

rio en la cabecera y la salinidad del océano son las bases sobre las que se asienta el análisis y el cálculo de los coeficientes buscados, y además utilizando perfiles de salinidad verticales, como - la salinidad superficial que también es la llave para patrones de circulación estuarina.

Generalmente la circulación más importante en los estuarios es la longitudinal, este es el caso del Estuario del Guayas en su salida hacia la isla Puná, y los procesos de mezcla son considerados promediados sobre un ciclo de marea. Las fuerzas que dirigen esta circulación longitudinal hacia el océano son:

- La pendiente longitudinal de la superficie actuando en la dirección de la corriente.

- Gradiente longitudinal de salinidad.

Estas dos fuerzas son balanceadas por fuerzas internas y fuerzas friccionales de fondo. La fuerza debido a la pendiente superficial es constante como una función de la profundidad, y la fuerza - del gradiente de densidad aumenta en forma lineal con la profundidad.

1.2. PROCESOS EN EL TRANSPORTE DE SAL EN RIOS Y ESTUARIOS

Al producirse la mezcla de las aguas de un río con el océano, como en el caso del río Guayas, se produzcan procesos de transferencia de masa muy complejos que están afectados por las características particulares del estuario, ya mencionadas anteriormente.

Para realizar cualquier estudio de los procesos de mezcla en los estuarios, es necesario considerar los flujos de agua dulce introducidos en las mareas, en períodos correspondientes a un ciclo de mareas, sin considerar la variación instantánea real de dichos flujos. Además, las mareas son las que suministran la energía necesaria para la mezcla de los dos tipos de agua, la cual puede ser completa o parcial dependiendo de la intensidad con que ellas actúen y generando diferentes tipos de procesos que analizaremos a continuación:

1.2.1. Estuario bien mezclado

Se presenta cuando el prisma de marea, es decir el volumen intercambiado durante un período

do de marea, es grande comparado con el flujo de agua dulce. En este caso los gradientes verticales son extremadamente pequeños, ya que la diferencia de la salinidad entre la superficie y el fondo son insignificantes, variando la densidad solamente en forma horizontal hacia el mar.

En ciertos estuarios los gradientes de densidad existirán solamente en una dimensión, depreciando los valores en los otros sentidos - debido a que son pequeños en comparación al gradiente máximo, como lo que sucede en el tramo del Guayas hasta la isla Puná. Pero en otros estuarios es necesario considerar 2 o 3 dimensiones como en el caso de las bahías y y podría aplicarse al Golfo de Guayaquil, debido a la existencia de dos dimensiones. En estos casos la dispersión es significativa, de ahí la importancia de la determinación de dichos coeficientes, que en muchos casos tendrán valores diferentes dependiendo de los factores que intervengan en cada tramo del estuario.

En los estuarios donde la mezcla es completa,

la presión en un punto a una altura z sobre el lecho del río asumido como horizontal, será igual al peso del agua sobre el punto - por unidad de área. La presión aumentará a medida que aumenta la profundidad del agua a la densidad.

La presión hidrostática representa matemáticamente este fenómeno en la siguiente expresión:

$$p = \rho g(h - z) dz \quad (1)$$

Donde:

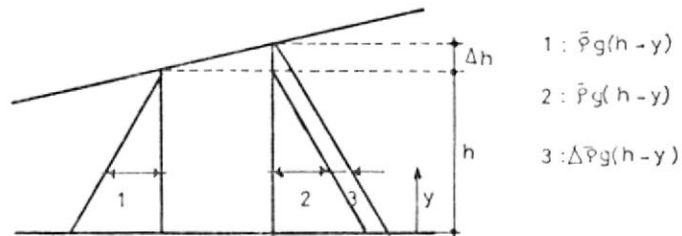
- p : presión hidrostática
- g : aceleración de la gravedad
- h : profundidad del estuario
- z : es la distancia desde el fondo
- ρ : densidad del estuario

Ocurre generalmente que hay diferencia de presión entre los extremos de la masa de agua, formando de esta manera una pendiente longitudinal de la superficie, esto sucede por las

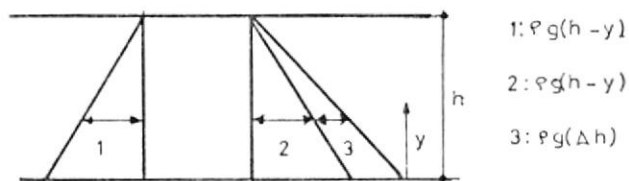
siguientes causas:

- Diferencia en profundidad
- Diferencia en densidad

En el primer caso la diferencia de presión es la misma sobre toda la profundidad, mientras que en el segundo caso la diferencia en presión aumenta con la distancia como con el aumento de superficie. Esto lo podemos apreciar en la siguiente figura:



Gradiente de Presión causado por Gradiente de Superficie.



Gradiente de Presión causado por Gradiente de Densidad.

FIGURA N° 1.1.: GRADIENTE DE PRESIONES EN UN ESTUARIO

Si derivamos la ecuación (1), con respecto a la dirección x, y considerando que ρ y h varían horizontalmente, tenemos que en cualquier punto, en

un tiempo t y a un nivel z :

$$\frac{\partial \rho}{\partial x} = \rho \frac{\partial h}{\partial x} + (h - z) \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (2)$$

El primer término después del igual nos da la diferencia en presión resultado de los cambios de profundidad, este término no va ría con la profundidad z .

El segundo término nos da la diferencia en presión causada por el gradiente longitudinal de densidad, el valor de este término amen ta linealmente con la distancia, y es por lo tanto mayor en el fondo.

Esto explica por que la marea asociada con cambios de profundidad acelera el agua de igual manera sobre toda la profundidad, mien tras que la diferencia en densidad son acom pañadas por diferencia de presión que son mayores en el fondo que en la superficie. Puesto que la densidad decrece en dirección de la boca del río, el agua en el fondo es sujeta a mayores fuerzas en esa dirección que el agua superficial. Debido precisamente

a este efecto ocurre el transporte de se
dimento en el fondo.

1.2.2. Estuario altamente estratificado

Cuando el lecho del río es relativamente -
uniforme y la descarga del río es relativa-
mente grande comparada con el volumen de
mares, la interfase entre el agua dulce y
salada está bien definida de forma que el
flujo pueda ser tratado como de 2 capas. Ver
figura N° 1.2.

En estos estuarios hacia la cabecera, la
cuña salina desaparece, el esfuerzo cortan-
te en la interfase cambia al esfuerzo de
corte en el lecho del río, así también de-
saparece el rango de marea.

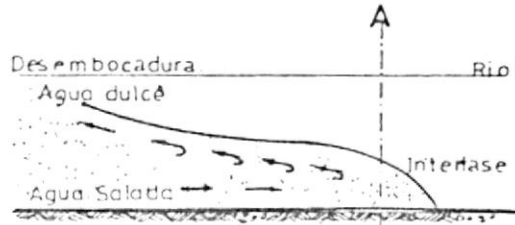
1.2.3. Estuario parcialmente mezclado

La mayoría de los estuarios no pueden ser
clasificados como completamente mezclados o
altamente estratificados con una interfase
definida. Muchos estuarios tienen gradientes

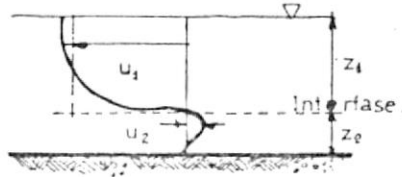
de salinidad tanto en el sentido horizontal como en el sentido vertical. En este caso hay dos aproximaciones posibles para ser analizadas:

1. El flujo puede ser idealizado como flujo de dos capas con una interfase que se asume presente en la profundidad de la salinidad media.
2. Es lo más usual y es tratar el estuario como bien mezclado. En un estuario parcialmente mezclado hay gradientes verticales de densidad en cada sección, en este caso, cambios en la presión hidrostática genera flujos internos y estos están unidos a los procesos de mezcla producidos por los flujos de marea.

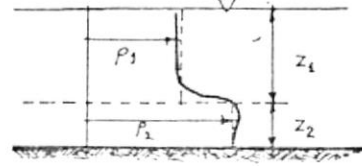
Fig. DISTRIBUCIONES DE VELOCIDAD Y SALINIDAD EN ESTUARIOS.



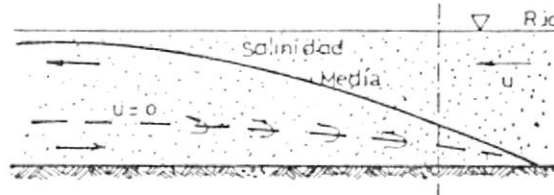
CUÑA SALINA EN UN RÍO SIN MAREA.



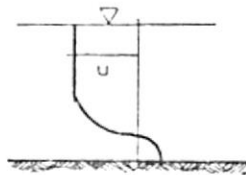
DISTRIBUCION IDEAL DE VELOCIDAD.



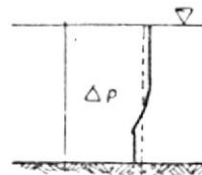
DISTRIBUCION DE DENSIDAD.



ESTUARIO BIEN MEZCLADO



DISTRIBUCION DE VELOCIDAD.



DISTRIBUCION DE DENSIDAD.

FIG. 1.2

1.3. ECUACIONES BASICAS

Los estuarios son sistemas compuestos de un gran número de parámetros con características físicas y todo este sistema puede ser descrito matemáticamente por un juego de ecuaciones diferenciales, parciales con coeficientes variables, cada término de las cuales corresponde a una característica básica.

Estas ecuaciones son utilizadas principalmente en el modelaje de aguas de sistemas estuarinos ya que describen la circulación y la distribución de salinidad.

Estas ecuaciones son:

- Ecuaciones de Momentum
- Ecuación de Continuidad
- Ecuación de Conservación de sal (masa)
- Ecuación de estado.

1.3.1. Ecuación de Continuidad

Quando una carga de contaminantes se introduce en

un cuerpo de agua, ésta sufre tres transformaciones:

1. Dispersión
2. Transporte advectivo
3. Transformación (reacción y degradación).

Para llegar a conocer como se producen estos cambios de concentración por esas acciones, en el tiempo y en el espacio, que es lo que se realiza en un estudio de contaminación, es fundamental la ecuación de Continuidad.

La forma general de esta ecuación es:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \nabla \cdot j \pm S \quad (3)$$

Donde:

- C : Concentración de la sustancia analizada
 t : ciclos de marea (tiempo)
 S : representa las fuentes o sumideros
 j : flujo = $\frac{EdC}{dn}$ - UC
 U : velocidad de corriente del agua dulce

La ecuación de continuidad expresa la relación en tre el flujo de masas, y también el de fuentes y sumideros donde dichos flujos se los considera pro mediados sobre un ciclo de marea .

1.3.2. Derivación de la Ecuación Básica

En Hidrodinámica, para deducir la Ecuación de Continuidad se considera la continuidad de la masa que entra y sale de un pequeño volumen, considerado en un sistema de referencia. Si Q representa la masa del fluido circulando a través de una sección cruzada normal el flujo por unidad de tiempo y ρ es la unidad del fluido, y v es la velocidad del fluido:

$$\text{Si : } Q = \rho v$$

La ecuación de continuidad será:

$$\frac{d\rho}{dt} + \nabla \cdot \rho v = 0 \quad (4)$$

Si el fluido es incomprensible como generalmente se asume en Hidrodinámica, ρ sería una constante y la ecuación sería:

$$\nabla \cdot \rho \cdot v = 0 \quad (5)$$

Esta ecuación se puede aplicar por ejemplo a la salinidad definida generalmente como la razón que expresa el número de gramos de sal por Kg. de agua de mar. Así el flujo por unidad de tiempo es:

$$S = \rho s v \quad (6)$$

Reemplazando la ecuación (2):

$$-\frac{\partial}{\partial t} (\rho s) + \nabla \cdot \rho s v = 0 \quad (7)$$

$$s \left(\frac{d\rho}{dt} + \nabla \cdot \rho v \right) + \rho \left(\frac{ds}{dt} + v \cdot \nabla s \right) = 0 \quad (8)$$

$$\frac{ds}{dt} + v \cdot \nabla s = 0 \quad \text{ó} \quad \frac{\partial s}{\partial t} + v \cdot \nabla s = 0 \quad (9)$$

1.3.3. Aplicación de la ecuación de continuidad a un estuario

Ahora consideremos un cuerpo de agua, que podría

ser un estuario (ver Figura N° 1.3), la masa de agua en un instante está en x_1 , durante la marea bajante llega hasta x_2 y luego, la marea subiente la lleva hasta x_3 al cabo de exactamente un ciclo. Esa masa de agua dulce ha avanzado X en el ciclo con siderado. Al cabo de un número de ciclos el mate rial transportado y dispersado se habrá conducido - al océano.

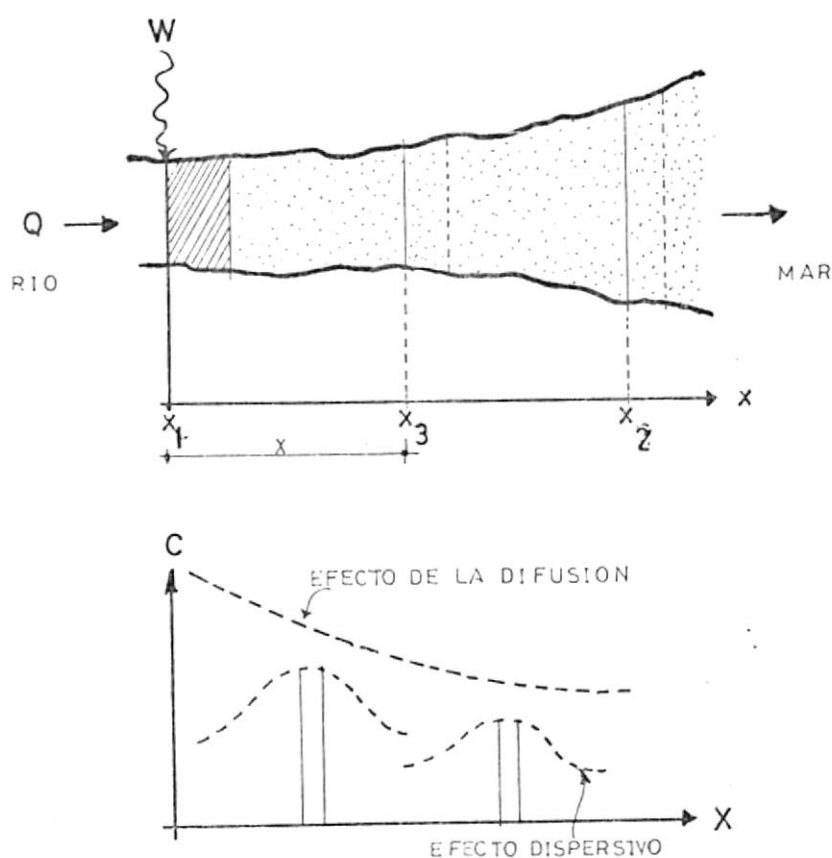


FIGURA N° 1.3 . EFECTOS DE DIFUSION Y DISPERSION EN UN ESTUARIO

Si suponemos que este cuerpo de agua recibe una -

carga de solución W en el punto $X=0$. El caudal Q es el encargado de transportar advectivamente al contaminante. El efecto de dispersión provocará una reducción en concentración, en mayor o menor grado según su coeficiente de dispersión E característico. Además, conocemos que existe dispersión cuando hay un gradiente marcado de concentración. Examinamos un segmento del cuerpo de agua más de cerca. Ver figura N° 1. 4 .

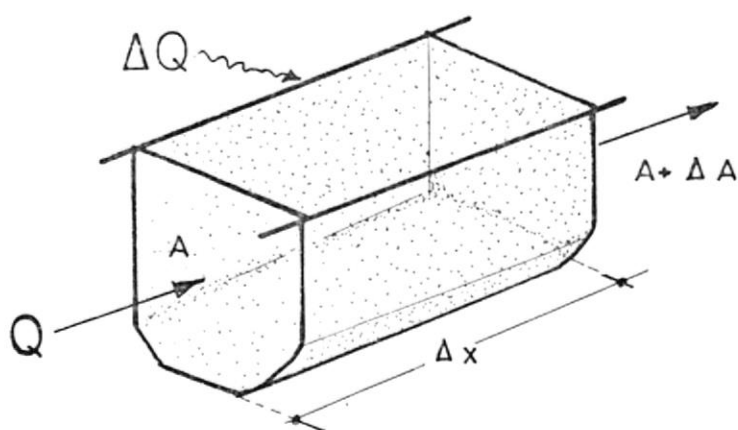


FIGURA N° 1. 4 .: SEGMENTO DE UN CUERPO DE AGUA

Veamos cuanto es el paso o masa en gramos del contaminante que entra por la cara A del segmento en el intervalo de tiempo Δt . Si Q es el caudal expresado en m^3/seg , entonces:

$$Q C \Delta t \text{ (m}^3/\text{seg} \times \text{g/m}^3 \times \text{s)}$$

Sería el valor en gramos que buscamos.

Para la cara posterior este efecto advectivo estaría dado por:

$$(Q + \Delta Q) (C + \Delta C) \Delta t$$

Que sería la masa del contaminante que sale, si existiese un aporte 0 en el intervalo ΔX .

Si el efecto dispersivo es proporcional al gradiente de concentración y a la superficie (secciones transversales A), entonces si lo que entra el volumen es positivo, el efecto dispersivo será negativo por la naturaleza del gradiente o sea:

$$-E \times A \times \frac{\partial C}{\partial X} \times \Delta t$$

donde se ve que las unidades de E serían $\frac{L^2}{T}$

La salida, en la cara A+ A por efecto dispersivo es entonces:

$$+(E + \Delta t) (A + \Delta A) \left\{ \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right) \Delta x \right\} \Delta t$$

Por efecto de la reacción o degradación, el conta

minante rebaja su masa en una cantidad igual a:

$K C V \Delta t$ donde $K = 1/T$, siendo V el volumen elemental que estamos considerando, $V = A \Delta x$. Si sumamos los efectos y le agregamos las cargas que recibe en V el total algebraico será igual a la variación de masa en el volumen en V o sea $V \Delta C$.

En consecuencia:

$$\begin{aligned}
 V \Delta C = & \underbrace{Q C \Delta t - (Q + \Delta Q) \left(C + \frac{\partial C}{\partial x} \Delta X \right) \Delta t}_{\text{Advección}} \\
 & + \underbrace{\left(-EA \frac{dC}{dx} \Delta t \right) + (E + \Delta E) (A + \Delta A) \left\{ \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \Delta X \right\} \Delta t}_{\text{Dispersión}}
 \end{aligned}
 \tag{10}$$

$$\underbrace{+(-K C A \Delta X \Delta t)}_{\text{Reacción}} + \Sigma W$$

Donde W es la suma de cargas de polución en x (en gramos).

En general $E = 0$ en un intervalo pequeño como Δx .

Se ve entonces, desarrollando y eliminando términos iguales que:

$$V\Delta C = -Q \frac{\partial C}{\partial x} \Delta x \Delta t - \Delta Q \cdot C \cdot \Delta t + EA \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \Delta x \Delta t + E\Delta A \frac{\partial C}{\partial x} \Delta t - KC A \Delta x \Delta t \quad (11)$$

Donde se han despreciado infinitésimos de orden superior:

Dividiendo por $A \times t$ se obtiene, en el límite:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{Q}{A} \frac{\partial C}{\partial x} - \frac{\partial Q}{\partial x} \frac{C}{A} + E \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + E \frac{\partial A}{\partial x} \frac{1}{A} \frac{\partial C}{\partial x} - KC + \Sigma \frac{W}{A \Delta x \Delta t} \quad (12)$$

Reordenando:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = E \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \left\{ \frac{E}{A} \frac{\partial A}{\partial x} - \frac{Q}{A} \right\} \frac{\partial C}{\partial x} + \left\{ -\frac{1}{A} \frac{\partial Q}{\partial x} - K \right\} C + \Sigma W \quad (13)$$

Esta es la ecuación general que gobierna el fenómeno.

Si consideramos que en el intervalo x no existe variación del caudal ($Q = 0$) ni del área transversal, pudiendo también asumirse que no existe aporte de cargas de polución entonces:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = E \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - U \frac{\partial C}{\partial x} - KC \quad (14)$$

Donde:

$U = \frac{Q}{A}$ es la velocidad del agua

A = es el área de una sección transversal del estuario.

Q = es el caudal de agua dulce

K = Coeficiente de reducción

Esta ecuación es el modelo unidimensional estuarino para la dispersión y advección de una sustancia no conservativa. En los casos donde la sustancia es conservativa se asume $K = 0$.

Por lo tanto en la ecuación el término $E \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}$ representa la influencia de la dispersión; $U \frac{\partial C}{\partial x}$ la del transporte advectivo y $K C$ la de reacción supuesta de primer orden.

1.4. DIFUSION - DEFINICION

Entre los procesos hidrodinámicos que ocurren en un estuario uno de los mayores intereses es el llamado Difusión.

Para nuestro propósito Difusión está definido como la dispersión de una propiedad del fluido, tal como la salinidad, sin que exista transferencia neta de la masa del fluido mismo.

En Oceanografía Física se reconoce el transporte difusivo debido al movimiento molecular de las partículas de agua, en cuyo caso se refiere como Difusión Molecular, en el cual el gradiente de concentración es la fuerza directora del movimiento molecular.

Cuando la difusión es producida por turbulencia de las masas de agua se la denomina Difusión por Eddy.

1.4.1. Ecuaciones de Difusión

Consideremos la difusión a través de una sección unidimensional normal al eje Z como se muestra en la figura N° 1.5, .Como resultado de la turbulencia o movimiento molecular tenemos una masa de fluido

$m_d(z)$ pasando hacia abajo a través de la sección por unidad de tiempo para el fluido bajo el plano $z = 0$, y una correspondiente masa de fluido $m_u(z)$ pasando hacia arriba a través de la sección por unidad de tiempo para el plano $z = 0$. Puesto que no hay transferencia de masa del fluido se puede escribir como:

$$\int_{-} m_u(z) dz = \int_{+} m_d(z) dz$$

donde la primera integral es tomada para valores negativos de z y la segunda para valores positivos de z .

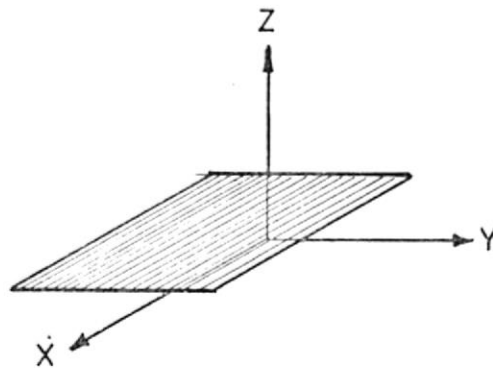


FIGURA N° 1.5 : SECCION UNIDAD NORMAL A Oz.

El flujo de sal S o la masa de sal por unidad de área por unidad de tiempo avanzando en la dirección positiva z , es entonces:

$$S = \int_{-} m_u(z)S(z)dz - \int_{+} m_d(z)S(z)dz \quad (16)$$

Puesto que estas integrales generalmente tienen apreciable valor solamente en las vecindades de el plano $z = 0$, podemos escribir para $S(z)$

$$S(z) = s_0 + \frac{ds}{dz} dz \quad (17)$$

Sustituyendo la ecuación (17) en (16) y con (15), asumiendo ds/dz constante sobre rango de integración, se obtiene:

$$S = -\left\{ \int_{-} z m_u(z) dz + \int_{+} z m_d(z) dz \right\} \frac{\partial S}{\partial z} \quad (18)$$

$$S = -\eta \frac{ds}{dz}$$

La cantidad η es conocida como el coeficiente de difusión.

La ecuación (19) establece que el flujo difusivo de sal en una dirección dada es proporcional al gradiente de salinidad en esa dirección.

En general el flujo de cualquier sustancia conser

vativa es proporcional al gradiente de concentración en esa dirección.

$$J_x = - K \frac{dc}{dx} \quad (20)$$

J_x = es la tasa de flujo de masa por unidad de área en dirección x y está dada en g-moles/m²/sec.

K = es el coeficiente de difusión en cm²/sec.

c = es la concentración del soluto en g-moles/cm³

dC/dx = es el gradiente de concentración en la dirección x, la cual es normal al plano considerado.

El signo negativo indica que el flujo de masa en dirección de la baja concentración. Esta ecuación - (15) es conocida como la Primera Ley de Fickian la cual se asienta sobre una base teórica y expresa una situación ideal.

El coeficiente de difusión no siempre es constante sino que puede depender de la concentración, de las velocidades presentes en la zona de análisis, así como las distribuciones verticales del contaminante.

La mayoría de los procesos de mezcla y difusión pueden ser tratados con suficiente exactitud - como procesos de difusión unidimensional porque dichos procesos generalmente ocurren en una dirección simple predominante. Por lo tanto se puede mantener que existe difusión en cualquier dirección en la cual hay un gradiente de concentración.

1.4.2. Segunda Ley de Fickian

La primera ley es inadecuada para la solución de muchos problemas de difusión, porque las concentraciones son usualmente desconocidas. Podemos expresar el flujo difusivo de sal en términos de la velocidad de difusión w :

$$S = \rho sw \quad (21)$$

La ecuación de continuidad se aplica a la difusión de sal, así, si ρ es constante tenemos:

$$\frac{ds}{dt} = -\nabla \cdot \rho(sw) \quad \text{o} \quad \rho \frac{ds}{dt} = \nabla \cdot S \quad (22)$$

Si sabemos que:

$$S = -\eta \nabla s \quad (23)$$

$$\frac{ds}{dt} = \frac{\eta}{\rho} \nabla^2 s \quad (24)$$

$$\frac{ds}{dt} = K \nabla^2 s \quad (25)$$

O en forma general tenemos:

$$\frac{dc}{dt} = D \nabla^2 C \quad (26)$$

Esta ecuación establece que la tasa de cambio con respecto al tiempo de la concentración es proporcional a la tasa especial de cambio en la dirección del gradiente de concentración.

$$K = \frac{\eta}{\rho} \quad (27)$$

K es denominada el coeficiente cinemático de di fusión. Generalmente usamos el coeficiente de difusión K mayor que η , para problemas de Oceanografía Física usamos unidades cgs, los valores numéricos de K y η son esencialmente los mismos.

El coeficiente de difusión producidos por los eddys son mayores que el producido por difusión molecular.

1.4.3. Soluciones de la Segunda Ley de Fickian

Si consideramos la difusión de la materia en una dirección desde una fuente planar, el soluto está presente en una delgada capa de la cual se difunde en ambas direcciones. Para resolver la ecuación de difusión para este caso se asume al empezar que el material está presente como un plano de espesor infinitesimal si la forma general era:

$$\frac{dC}{dt} = D \nabla^2 C \quad (28)$$

Si D es constante por método de soluciones diferenciales se tiene que:

$$C = \frac{g}{\sqrt{t}} e^{-X^2/4 Dt} \quad (29)$$

Donde C es la concentración expresada en masa por unidad de longitud en la posición X después de un tiempo t y g es una constante que

puede obtenerse; la cantidad total de material difuso M está dado por:

$$M = \int_{-\infty}^{\infty} C dx \quad (30)$$

$$\epsilon^2 = \frac{x^2}{4Dt} \quad dx = 2 \sqrt{Dt} d\epsilon \quad (31)$$

$$C = \frac{g}{\sqrt{t}} e^{-\epsilon^2} \quad (32)$$

$$M = 2g \sqrt{D} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\epsilon^2} d\epsilon \quad (33)$$

Integrando tenemos:

$$M = 2g \sqrt{\pi D} \quad (34)$$

$$g = \frac{M}{2\sqrt{\pi D}} \quad (35)$$

$$C = \frac{M}{2\sqrt{\pi Dt}} e^{-x^2/4Dt} \quad (36)$$

Esta describe la extensión difusional de M , cantidad de sustancia presente en un tiempo $t = 0$ en el plano $X = 0$.

La ecuación (36) cuando $M = 1$ es comparada con la distribución normal (Gaussiana), la cual puede ser

escrita para la distribución normal (Gaussiana), la cual puede ser escrita para la distribución de concentración cuando σ es la desviación estandar en una forma normalizada:

$$C = \frac{1}{U\sqrt{2\pi}} e^{-1/2(X/\sigma)^2} \quad (37)$$

La representación gráfica de esta función está en la figura N°1.6., y ocurre que cuando las ecuaciones (36 y (37) son equivalentes, entonces :

$$\sigma^2 = 2 Dt \quad (38)$$

Esta ecuación es conocida como la ecuación de Einstein. En la cual σ^2 es la variancia o también llamado el desplazamiento cuadrado medio a lo largo del eje de las X.

Como resultado de la naturaleza estadística de los procesos de difusión, la extensión del soluto alcanza una distribución normal, debido a que las moléculas son desplazadas de una manera aleatoria muchas veces en el periodo de tiempo t . Entonces la variancia es la suma de muchos desplazamientos despues de un tiempo t , estos valores son elevados al cuadrado y promediados.

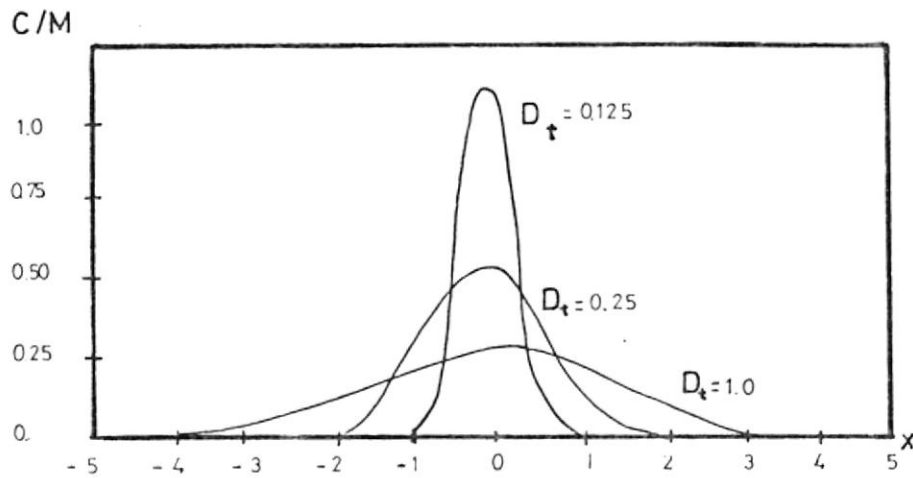


FIGURA N° 1. 6. DISTRIBUCION GAUSSIANA DE DIFUSION DESDE UNA FUENTE PLANAR

En la figura N° 1. 6. , tenemos C/M Vs. X para varios valores de datos obtenidos en la ecuación(36). El ancho de las curvas es proporcional a la desviación estandard σ y está determinada por el producto Dt.

La ecuación de Einstein puede usarse para de terminar el tiempo promedio que una molécula - necesita para difundirse a una distancia desde el punto inicial. El tiempo promedio requerido - para ejecutar tal desplazamiento será:

$$t_D = \frac{d^2}{2D} \quad (39)$$

1.5. TURBULENCIA Y DIFUSION

La turbulencia está relacionada con los movimientos en los cuales las velocidades de las partículas de agua cambian rápidamente, tanto de un lugar a otro en cualquier tiempo, y de un tiempo a otro en cualquier lugar. En tales movimientos tenemos:

1. Ondas producidas en la superficie asociadas con el viento.
2. Los Eddies que viajan en una masa de agua.

Estos últimos son más significativos que los primeros, es bastante impracticable tratar de especificar los detalles de tales movimientos, y para esto se ha adoptado un método estadístico.

Para realizar un estudio estadístico de los valores medios de turbulencia se considera un intervalo de tiempo y una región definida, la cual depende del tipo de movimiento que se está considerando.

Según este método la probabilidad de encontrar una partícula en cualquier punto múltiplo de 1 desde el origen, está dada en términos de la relación de factoria

les, el cual para grandes valores de h puede ser:

$$p = \frac{2e^{-x^2/2nL^2}}{\sqrt{2\pi n}} \quad (40)$$

Otra vez la distribución Gaussiana, igualando los coeficientes de los exponentiales en la ecuación (36) y (40):

$$4Kt = 2nL^2 \quad (41)$$

$$2Kt = vlt \quad (42)$$

$$K = \frac{1}{2} vl = \frac{1}{2} v^2 t_0 = \frac{1}{2} \frac{l^2}{t_0} \quad (43)$$

$$t = nt_0 = n \frac{1}{v} \quad (44)$$

Este análisis nos indica que cuando la turbulencia es considerada como un proceso discontinuo de difusión por Eddies es proporcional al cuadrado de las dimensiones de turbulencia e inversamente proporcional a la escala de tiempo de la turbulencia.

Así tenemos que:

$$x^2 = 2Kt = nl^2 \quad (45)$$

y:

$$K = \frac{1}{2} \frac{\chi^2}{t} \quad K = \frac{1}{2} \frac{dx^2}{dt} \quad (46)$$

1.5.1. Coefficientes de Difusión

Los coeficientes de difusión por Eddies depende generalmente de la distribución de salinidad, así como también la turbulencia.

Utilizando la Ecuación de Continuidad para una masa salada y tomando el valor medio tenemos:

$$\frac{ds}{dt} + v \cdot \nabla s + v' \cdot \nabla s' = 0 \quad (47)$$

$$\frac{ds}{dt} + v \cdot \nabla s + \bar{\nabla} \cdot (s v') = 0 \quad (48)$$

$$\begin{aligned} \frac{ds}{dt} + v_x \frac{ds}{dx} + v_y \frac{ds}{dy} + v_z \frac{ds}{dz} + \frac{d}{dx} (s' v') + \frac{d}{dy} (s' v') \\ + \frac{d}{dz} (s' v') = 0 \end{aligned} \quad (49)$$

Donde:

$$K_x = \frac{s' v'}{ds/dx} \quad (50)$$

$$K_y = \frac{s' v'}{ds/dy} \quad (51)$$

$$K_z = \frac{s'v'}{ds/dz} \quad (52)$$

Otro coeficiente importante dentro de la circulación de los Estuarios es N , que es producido por la fuerza de viscosidad de la masa de agua. Se ha determinado que N_z y K_z coeficientes de viscosidad y difusión dependen de una manera cualitativa de la profundidad de los estuarios, y que se relacionan de alguna manera con el efecto de marea; la cual es la última fuerza directora del fenómeno de turbulencia.

Estos coeficientes decrecen al aumentar el número de Richardson que está directamente relacionado con la energía potencial que aumenta al aumentar la mezcla vertical debido a la energía cinética de la turbulencia.

$$R_i = < \frac{N_z}{K_z} \quad (53)$$

$$R_i = \frac{g \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\rho \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} \quad (54)$$

R_i = número de Richardson

En conclusión la relación K_z/N_z generalmente de crece al aumentar la estratificación la cual significa un aumento en el número de Richardson asociado directamente con el tipo de mezcla - del estuario.

1.6. DISPERSION

Los cuerpos de agua como los estuarios, que están sometidos a la influencia de las mareas, tienen una dispersión significativa comparada con otros procesos, de ahí la importancia de analizar este fenómeno.

Debido a las diferentes densidades entre el río y el mar, dentro de los estuarios se producen gradientes de densidad, que generalmente es más importante en una sola dimensión; la longitudinal, sin embargo también - hay casos donde estos gradientes suceden en varias direcciones como en el caso de bahías y golfos.

El flujo que se produce debido a la Dispersión, según O'Connor y Thoman, se asume proporcional al gradiente de concentración en la dirección de su reducción. Cual quier masa de sustancia contaminante es transferida - por este mecanismo de una zona de alta concentración a

otra de baja concentración.

Al analizar los flujos de aguas introducidos en cuerpos de agua salada, se lo hará considerando intervalos de alrededor de 12 horas que corresponden a un ciclo, y no se estudia la variación instantánea.

Recordando la Ecuación de Continuidad y poniéndola en forma tridimensional es:

$$\frac{dC}{dt} = \frac{d}{dx} \left(E_x \frac{dC}{dx} \right) + \frac{d}{dy} \left(E_y \frac{dC}{dy} \right) + \frac{d}{dz} \left(E_z \frac{dC}{dz} \right) - \frac{d}{dx} (uc) - \frac{d}{dy} (uc) - \frac{d}{dz} (wz) \pm \Sigma S \quad (55)$$

en la cual E se refiere al coeficiente de dispersión a lo largo de cada uno de los 3 ejes. Como ya dijimos, se puede llegar a simplificar esta ecuación si consideramos un flujo estable, así sucede en aquella época del año en que el flujo de agua dulce y la temperatura son aproximadamente constantes, también se puede considerar la eliminación de términos cuando la concentración de varias sustancias sobre una sección transversal son consideradas casi uniforme, de esta manera se lleva el problema a ser considerado en una sola dimensión. es generalmente la ecuación de continui-

dad en estado estable y unidimensional considerada como la base para la aplicación del análisis de contaminación estuarina.

1.6.1. Coefficiente de dispersión E.

Generalizado el término $E \frac{dC}{dn}$ representa el flujo provocado por dispersión en la dirección n, hacia la cabecera del estuario.

Este coeficiente de dispersión no solamente incluye la difusión asociada con la mezcla de turbulencia sino también la dispersión debido a los gradientes de velocidad y diferencias de densidades.

El factor de dispersión es afectado en extremo por las corrientes de agua en los estuarios, por la traslación de mareas y corrientes, por lo tanto E es un coeficiente hidrodinámico que puede ser variable tanto en tiempo como en espacio, dependiendo de las características que afectan al tramo del estuario estudiado.

1.6.2. Dispersión longitudinal

Cuando analizamos la dispersión longitudinal te-

nemos que definir dos efectos de difusión a través de una sección vertical:

1. Efecto de mezcla por marea
2. Efecto debido a la velocidad o circulación

El efecto de dispersión provocado por la marea es más importante en la porción salina del estuario. En las secciones no salinas influenciadas por la marea la dispersión aunque no es tan pronunciada como en la sección salina es todavía un factor significativo en el análisis de calidad de agua. Hacia la cabecera, el efecto de mezcla longitudinal por marea es mucho menor y en muchos casos se ve disminuido dependiendo de la relativa magnitud de la dispersión, advección y reacción del estuario.

La dispersión o "Transporte dispersivo" a diferencia del Transporte difusivo no es una cantidad local, sino que está vinculado a un promedio espacial.

Officer, ha determinado que para condiciones de estuarios bien mezclados, la contribución -

al flujo por efecto de marea será la dominante y cuando las condiciones son estratificadas habrá una contribución de ambos flujos a la dispersión longitudinal con la contribución de la circulación neta que llega a ser dominante para los estuarios donde el efecto de marea es pequeño.

1.6.3. Análisis de Dispersión de una sustancia conservativa

De la forma de la ecuación de la Continuidad, la podemos aplicar a una sustancia conservativa - como la salinidad bajo las condiciones de flujo estuario:

$$\frac{dC}{dt} = \frac{1}{A} \frac{d}{dx} \left(EA \frac{dc}{dx} \right) - \frac{1}{A} \frac{d}{dx} (Qc) - Kc \quad (56)$$

Es la ecuación original, para flujo estable $\frac{dC}{dt} = 0$

$$0 = \frac{1}{A} \frac{d}{dx} \left(EA \frac{dc}{dx} \right) - \frac{1}{A} \frac{d}{dx} (Qc) \quad (57)$$

$$0 = \frac{dC}{dx} - \frac{Q}{EA} dx \quad (58)$$

Esta es la ecuación diferencial, cuya solución es de la forma:

$$C = C_0 \exp \int \frac{Q}{AE} dx \quad (59)$$

Con las siguientes condiciones de borde:

En $x = 0$ $C_0 = C$ puede aplicarse a un punto donde la concentración es conocida. Para el caso de cloruros o salinidad esto se considera en la boca de la bahía o estuario donde descarga el océano.

En este caso se consideran como constantes Q , A y E .

De la ecuación podemos obtener una ecuación diferencial para los parámetros constantes:

$$0 = E \frac{d^2C}{dx^2} - U \frac{dC}{dx} \quad (60)$$

Y su solución es análogo a la de la ecuación anterior:

$$C = C_0 \exp \int \left(\frac{Q}{AE} \right) \quad (61)$$



La ecuación anterior es la que va a servir de base para una de las metodologías utilizadas para la obtención del coeficiente de dispersión - en el sentido longitudinal para el Estuario del río Guayas, principalmente en el tramo comprendido entre Punta Piedra y salinado a la Isla Puná, donde se han asumido condiciones de áreas constante. La Metodología a utilizarse se la dará en la parte práctica de este trabajo.

En otros casos, los parámetros Q , A , y E y especialmente los 2 últimos varían con la distancia. De observaciones de muchos estuarios se ha determinado que dicha variación puede ser:

$$A = A_0 e^{ax} \quad (62)$$

Donde:

A_0 : es el área inicial de una sección transversal del estuario .

A : el área final

a : una constante propia para cada estuario.

Otra alternativa para el tratamiento de los estuarios es considerarlos como segmentados para la obtención de dichos coeficientes, es decir uno para cada tramo determinado.

C A P I T U L O I I

DESCRIPCION DEL AREA DE ESTUDIO

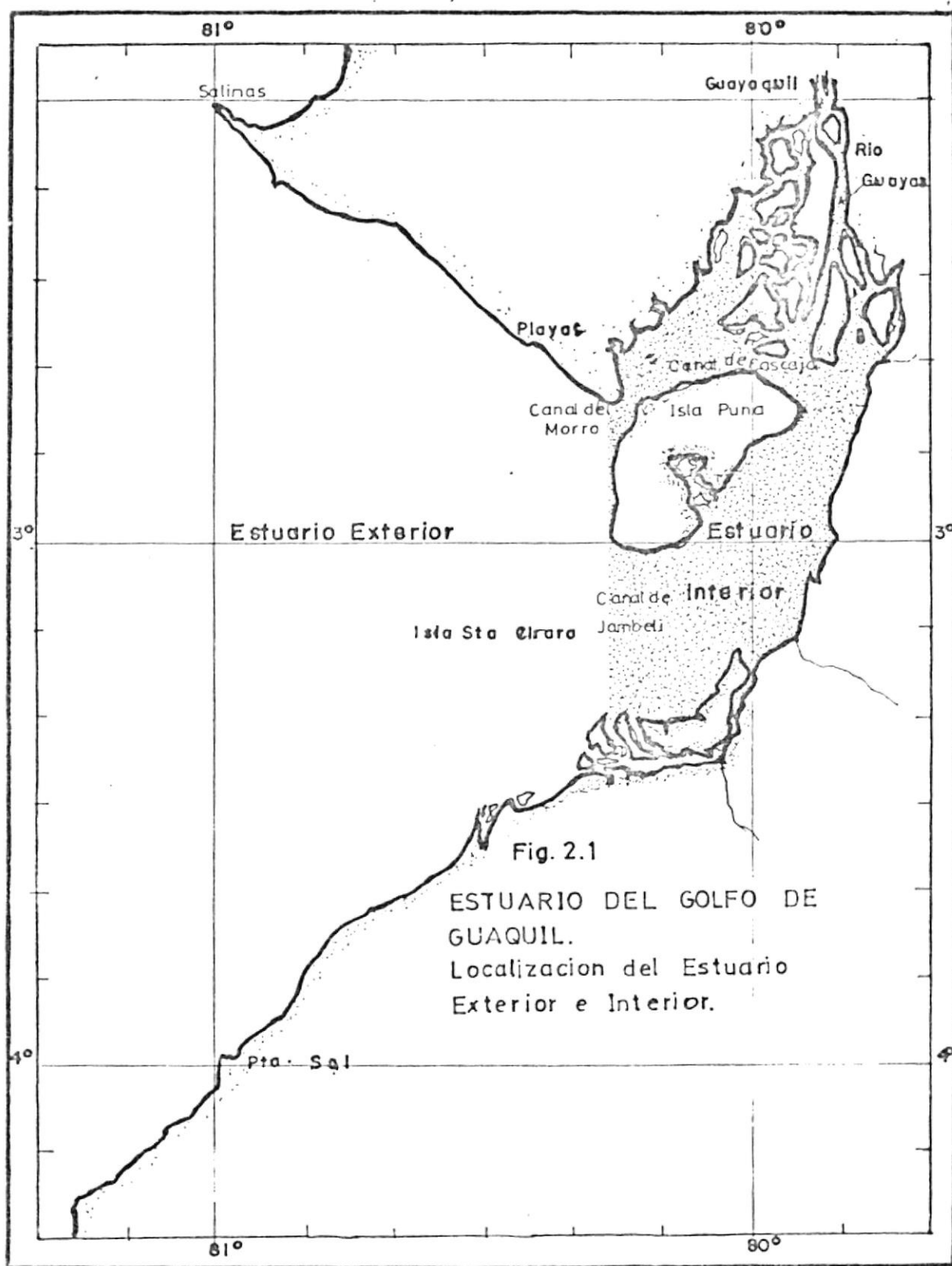
2.1. CARACTERISTICAS GÉNERALES

El cálculo de los coeficientes de difusión y dispersión se lo ha realizado en el Estuario del Guayas, en los siguientes tramos:

- a. La zona circundante a la isla Puná, esto es los canales del Morro, Cascajal, y Jambelí, para la di fusión.

- b. El tramo correspondiente desde Punta Piedra hasta Puná y otro a lo largo de todo el canal del Mo rro y Cascajal, para obtener los coeficientes de dispersión.

Revisemos la conformación física de la zona, según - Stevenson (1.981) el Golfo de Guayaquil se divide de manera natural en dos partes:



- a. El Estuario Exterior que se origina cerca al costado occidental de la isla Puná ($80^{\circ}15' W$) que se extiende a lo largo de la longitud $81^{\circ}W$. (Ver figura 2.1.). Dentro de este sector solo se analizará un pequeño tramo correspondiente a la salida por el Canal del Morro hasta la estación denominada 4. (INP).
- b. El Estuario Interior se desarrolla a partir de la Isla Puná en dirección noreste, a lo largo de todo el Canal de Cascajal, para luego estrecharse y formar el Canal del río Guayas, (Ver figura N° 2.1.). En esta zona la influencia oceánica determinada por las mareas, que se extiende no sólo hasta la ciudad de Guayaquil, sino unos 15 kms., más hacia arriba.

El Estuario tiene dos aberturas principales desde el Golfo de Guayaquil, el Canal del Morro y el de Jambelí que se encuentran en las orillas Sur y norte, respectivamente de la isla de Puná, la cual posee un ancho de 22 kms.

2.1.1. Caudales de agua dulce

El río Guayas es el principal aportador de agua

dulce al estuario, el cual sirve como conductor de una serie de pequeños ríos que drenan e irrigan unos 36.000 kilómetros cuadrados de tierra fértil. Los más importantes afluentes del Guayas son los ríos Daule y Babahoyo, que se unen a sólo 5 Kms. de la ciudad de Guayaquil.

Los caudales de agua dulce que estos ríos producen fueron dados por CEDEGE, los cuales han sido obtenidos durante un período de 10 años - (1.970 - 1.980) y luego promediados para cada estación del año:

CAUDALES PROMEDIOS DE VERANO:

Río Daule (desembocadura)	36.7 m ³ /sec.
Río Babahoyo(desembocadura)	<u>83.6 m³/sec.</u>
CAUDAL TOTAL DEL GUAYAS:	120.3 m ³ /sec.

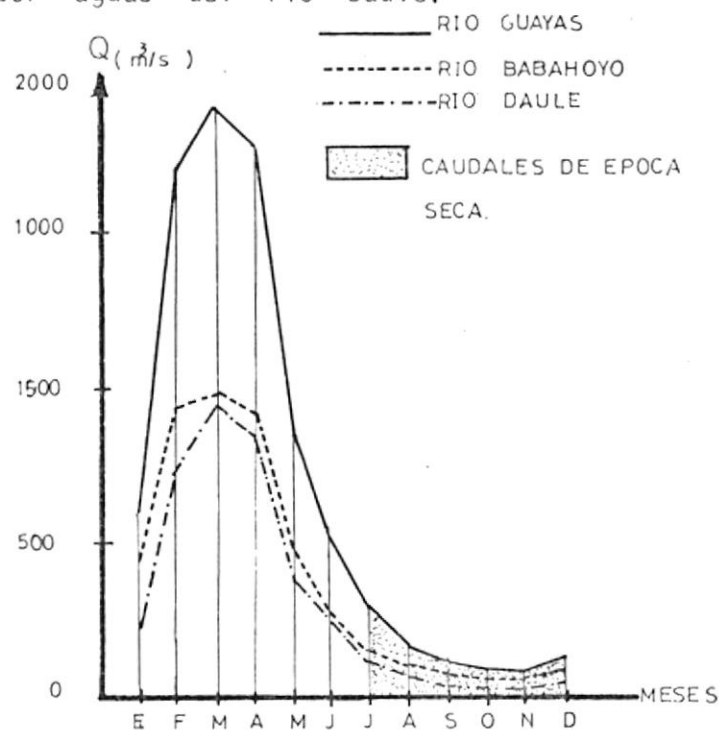
CAUDALES PROMEDIO DE INVIERNO:

Río Daule (desembocadura)	365.0 m ³ /sec.
Río Babahoyo(desembocadura)	<u>1.051.0 m³/sec.</u>
CAUDAL TOTAL DEL GUAYAS:	1.416.0 m ³ /sec.

Con los caudales promedio para la época de ve

rano es que se han calculado los coeficientes de difusión y dispersión, ya que justamente en esa época se obtuvieron el resto de datos necesarios. De acuerdo a los caudales obtenidos se observa una variación estacional de 10 a 12.5 veces mayor en Invierno que en Verano, lo cual también afectará a los coeficientes produciendo variaciones de acuerdo a la época del año.

En la figura N° 2.2., tomada de la tesis de V.Osorio (1.984), se representan los caudales mensuales promedios para los años 1.972 - 1.981, quien ha considerado que el río Guayas está formado en un 60 % por agua proveniente del río Babahoyo y el 40 % por aguas del río Daule.



— FIGURA N° 2.2. CAUDALES MENSUALES PROMEDIO 1972-1981

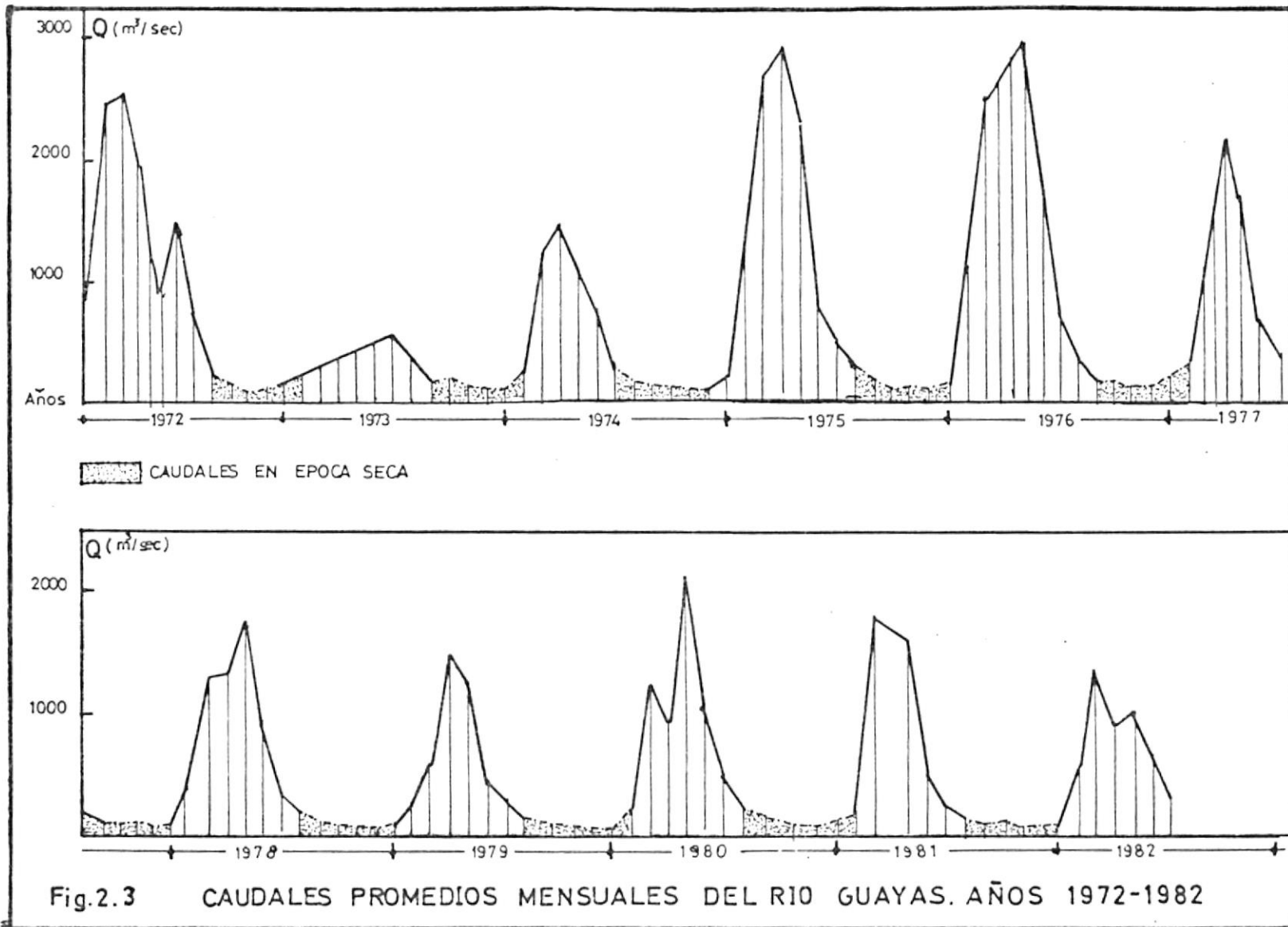


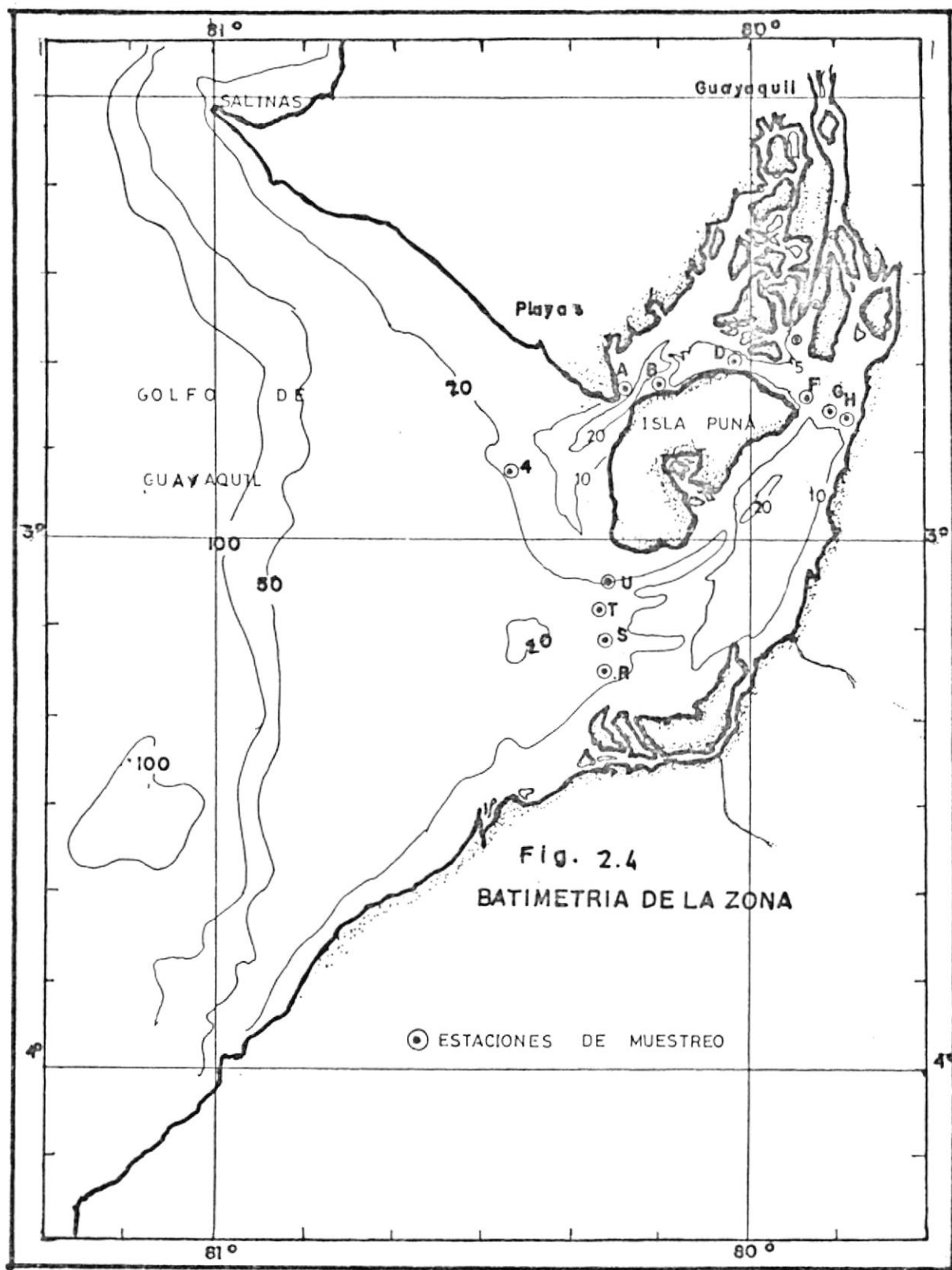
Fig.2.3 CAUDALES PROMEDIOS MENSUALES DEL RIO GUAYAS. AÑOS 1972-1982

Analizando los caudales promedios mensuales del río Guayas para cada año desde el año de 1.972 a 1.980, se determina que existe un máximo en el mes de marzo y un mínimo en el mes de noviembre (Ver figura N° 2.3 .). Esto se debe al regimen pluviométrico de la zona que en condiciones normales se encuentra concentrado en los primeros cuatro meses del año, en un 90 %.(Osorio, 1.984).

Los valores de caudales utilizados en esta tesis corresponden a los años de 1.970 a 1.980.

2.1.2. Batimetría de la zona

En cuanto a la Batimetría del estuario esta es muy irregular, en la parte exterior del estuario, es decir propiamente en el Golfo de Guayaquil las profundidades llegan a 183 metros, y en dirección Este, se va elevando el fondo - hasta alcanzar unos 18 metros, exceptuando los - sectores de los Canales de Jambelí y del Morró, localizados respectivamente al norte y al sur de la isla Puná (Ver figura N° 2. 4.)



La profundidad máxima en el Canal del Morro es de 56 metros, mientras que la profundidad máxima en el Canal de Jambelí es de 22 metros; sin embargo la profundidad en la entrada de la parte inferior que conduce el Canal de Jambelí, es de unos 37 m.

En la zona correspondiente al Canal del Guayas desde Guayaquil hacia la isla Puná, las profundidades son cada vez menores llegando como máximo a 14 metros con presencia de bajos especialmente entre el tramo comprendido entre Pta. Alcatraz y la Isla Verde, y existiendo justamente en esta zona faros de enfilación para ayudas a la navegación para evitar que las embarcaciones se varen en dichos bajos.

2.2 CIRCULACION DEL ESTUARIO DEL GUAYAS

Para ver como se desarrolla la circulación estuarina en el sector de estudio, se ha hecho base una serie de trabajos de investigación realizados por Merrit Stevenson con la colaboración del INP (1.970), resultado de un crucero realizado en el Huayaípe en Julio de 1.970, y cuyos datos también serán la base

para obtener los coeficientes de difusión y dispersión.

En el primer capítulo se explican los factores del cual depende la compleja circulación en un estuario, para determinar el movimiento general de una gran masa de agua como un estuario existen dos maneras de hacerlo; los métodos directos y los indirectos. Los más utilizados son los indirectos, en el cual la circulación es determinada por medio de los gradientes de densidad horizontal en la columna de agua mediante las mediciones de temperatura y salinidad en las diferentes estaciones.

Los Directos tienen la desventaja de indicar la corriente del momento de la medición y no el comportamiento general, además necesitan gran cantidad de tiempo para obtener los datos y la necesidad de un equipo especializado.

La circulación del Estuario del Golfo que se da a continuación ha sido dada por Stevenson (1.970) en base a datos tomados durante 2 años (1.962 - 1.964), la cual ha sido determinada considerando el efecto de la altura dinámica, y en donde la influencia de mares debe ser relativamente pequeña en la media de la circulación estacional.

Se ha llegado a determinar en forma cualitativa que durante la temporada seca que es la considerada para nuestra investigación:

"El agua de la superficie que entra desde el noreste en la parte exterior del golfo y corre hacia el sur antes de virar hacia el sureste y salir del golfo. Un remolino que se forma cerca a la ribera septentrional del golfo, parece separar este flujo en dos corrientes, fluyendo la corriente más cercana a través de la entrada del Canal del Morro como del de Jambelí, antes de virar al oeste" (Stevenson 1.970). Ver figura N° 2.5.

En la época del invierno en cambio, "se forma un remolino cerca del centro de la entrada, corriendo el agua hacia al sur en la parte este del remolino. Al sur de la isla se manifiesta un flujo de agua desde el canal de Jambelí, que se dirige hacia el estuario exterior en donde el desague del río fluye hacia el suroeste a la entrada del golfo" (Ver figura N° 2,6).

Como resultado de comparar la circulación en ambas - temporadas, Stevenson llegó a concluir que en la temporada de lluvia hay una circulación más rápida causada por el fuerte flujo del río en esta época.

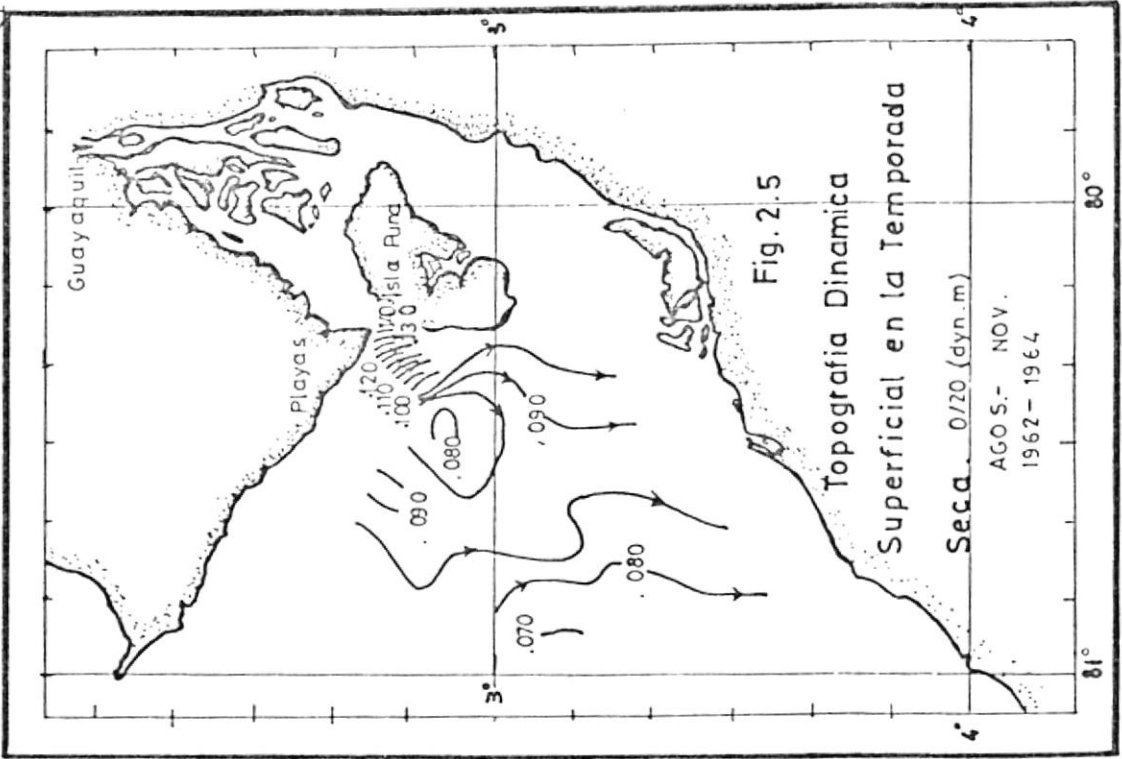


Fig. 2.5

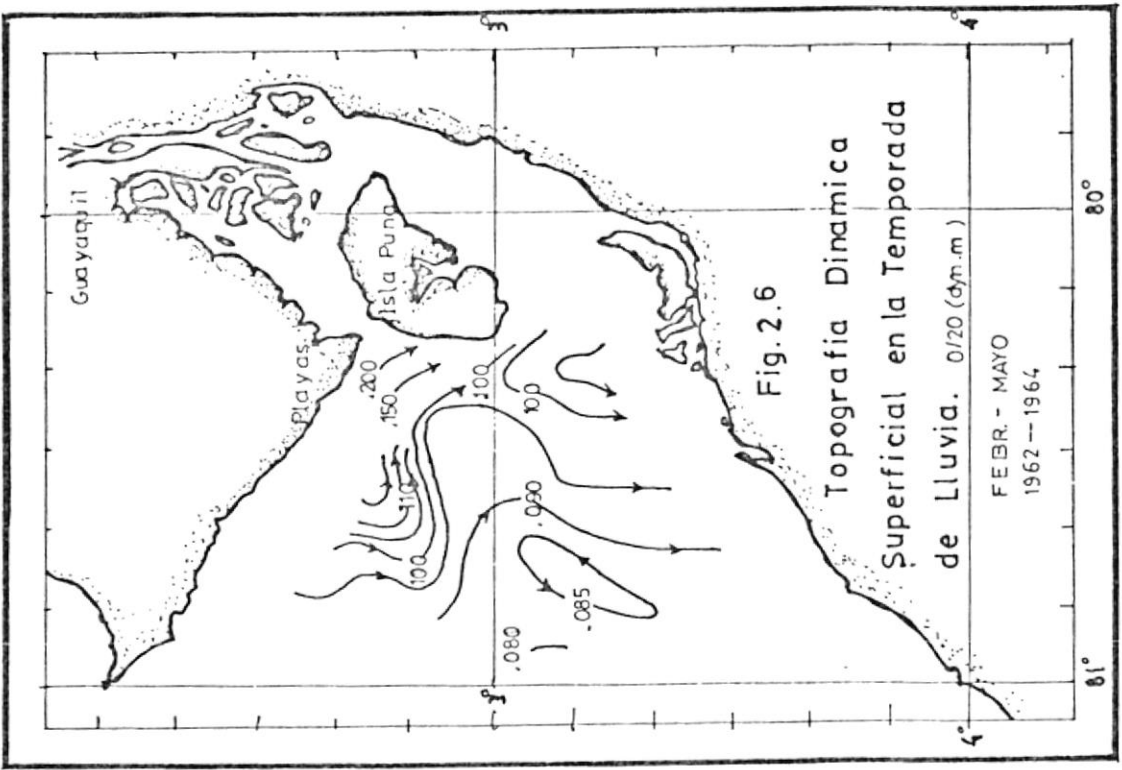


Fig. 2.6

2.2.1. Características de las corrientes

Las corrientes son generalmente consideradas como el principal agente de mezcla en un estuario, las cuales son medidas por medio de las velocidades, pero hay que tener en cuenta que lo que se obtiene es la velocidad instantánea del agua, variando no solo en el año, sino en el día.

Los elementos que intervienen en esta velocidad instantánea son:

- La corriente de marea (considerando el período de marea de 12.5 h).
- Oscilaciones de corto período producidos por la gemorfología de la cuenca del estuario.
- Corrientes producidas por un movimiento general - de las aguas del estuario.
- Un movimiento de alta frecuencia de corta duración debido al efecto de turbulencia.

En el Crucero de julio de 1.978, realizado en el Huayaipe se obtuvieron mediciones de corrientes en 18 esta

ciones, los cuales posteriormente fueron procesados y se obtuvieron las corrientes medias del agua procesados sobre un semiperíodo de marea. Estos valores fueron utilizados para obtener los coeficientes de difusión.

Como conclusiones de dichos datos se llegó a establecer que "la corriente media del agua se dirigió hacia el sureste en el estuario exterior y hacia el este, en la parte baja de la entrada del Canal de Jambelí. Hubo muy poca diferencia en la velocidad media del agua en el estuario exterior pero hubo un gran flujo en dirección a la corriente en la estación F, producido principalmente por el desague del río Guayas y las mareas". (Stevenson, 1.970).

Según las tablas de datos de velocidades se determina que las corrientes más rápidas se encuentran en el Canal del Morro, con velocidades de hasta 163 cm/sec, además en esta zona es común la presencia de gran cantidad de remolinos y bajos, provocando un importante efecto de turbulencia.

Las velocidades del agua en el Canal de Jam

belí, llegaron hasta valores de 50 cm/sec, pero no existieron remolinos con la presencia que se presente en el Canal del Morro.

2.2.2. Efecto de las mareas en el estuario

En cuanto al efecto de mareas en el estuario interior del Golfo de Guayaquil, estas desempeñan un papel importante en la circulación de sus aguas.

La principal fuerza de la marea actuando en el golfo es la semidiurna con un período de 12.42 horas, la cual se debe a la atracción gravitacional de la luna.

Las mareas altas aparecen a lo largo de la entrada del golfo, aproximadamente al mismo tiempo, es decir, en fase, pero se demora progresivamente a medida que penetra la parte poco profunda del golfo, debido a la fricción lateral y del fondo (Ver figura N° 2. 7).

Las mareas van a producir un efecto importante sobre las corrientes sobre un ciclo de mares ,

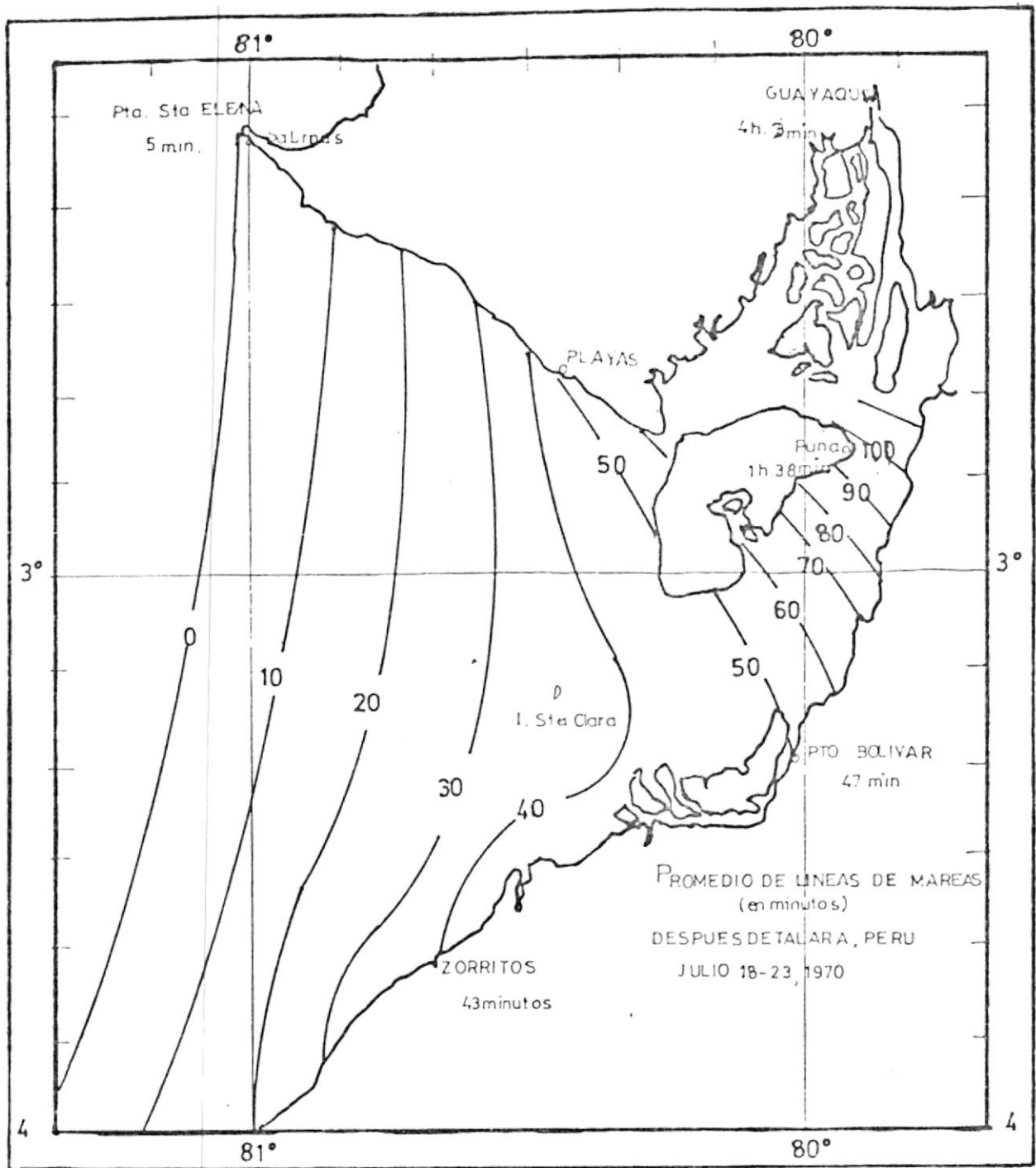
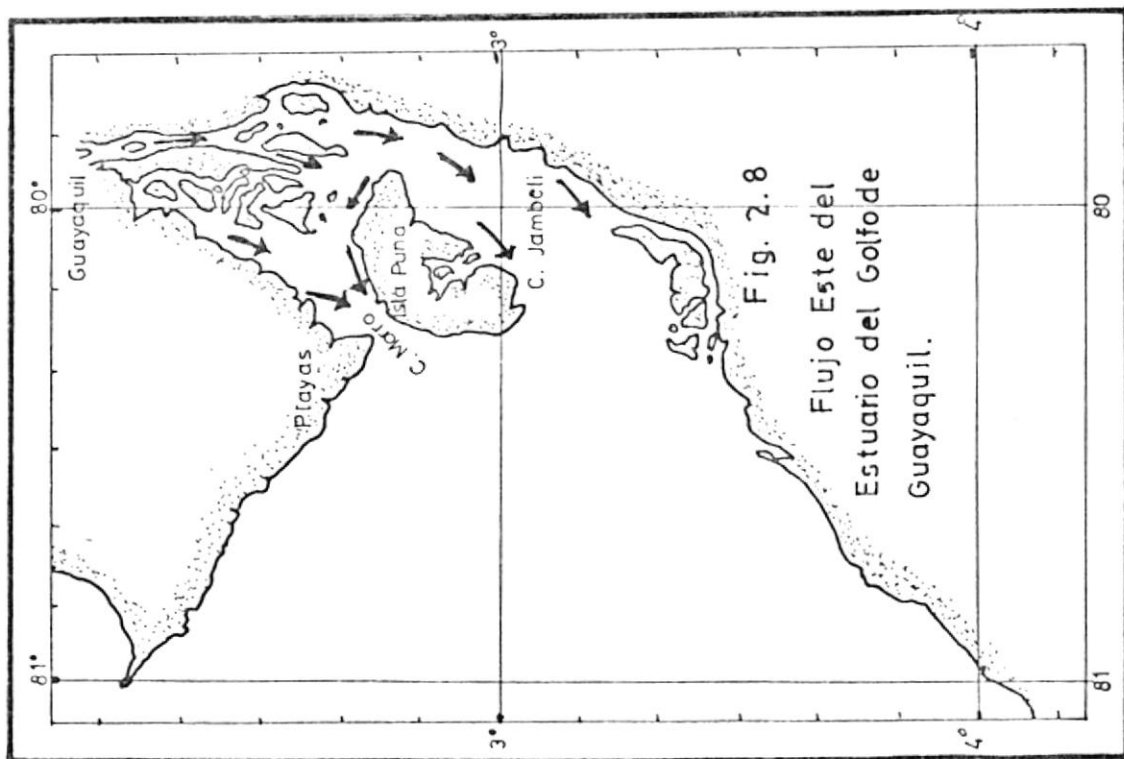
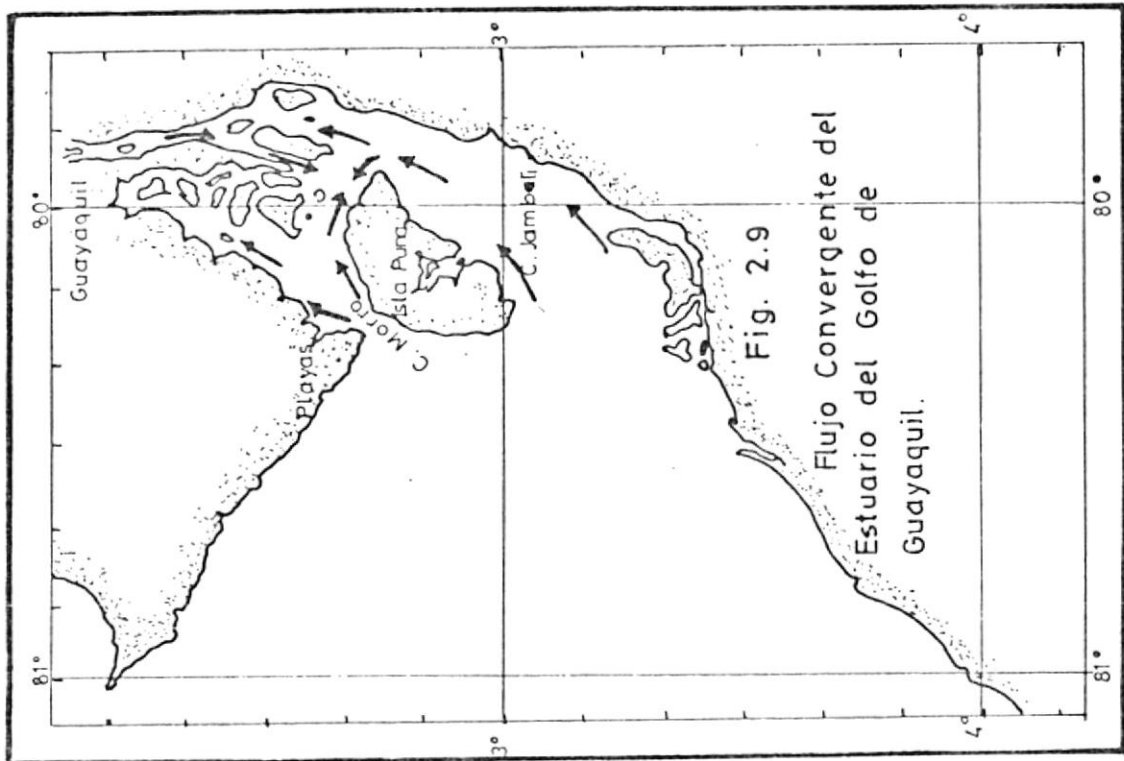
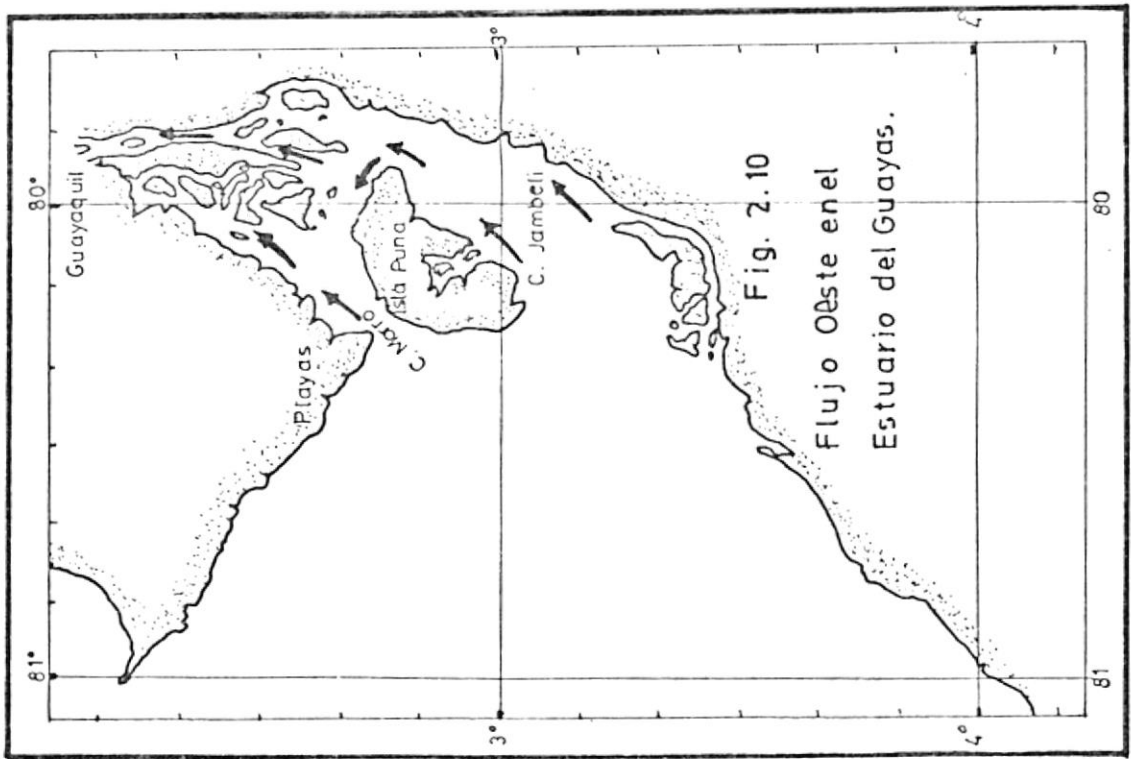
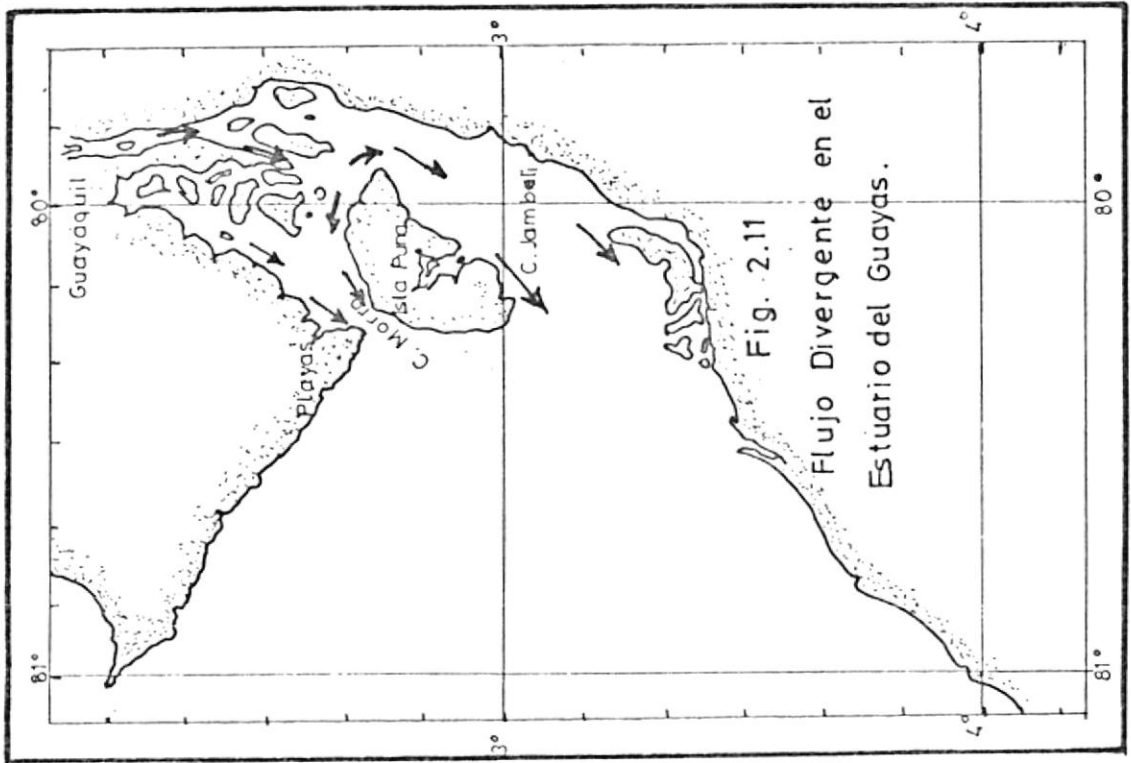


FIG. 2.7 LINEAS DE MAREAS ESTIMADAS EN EL GOLFO DE GUAYAQUIL SEGUN LAS TABLAS DE MAREAS Y LA SERIE CRONOLOGICA DE LOS CORRENTOMETROS (INP).

Stephen Murray con el apoyo de INP realizó un análisis de ese efecto, sobre las corrientes en la zona circundante a la isla Puná, llegando a dividir el flujo en cuatro segmentos durante un ciclo de marea.

- a. Tres horas de flujo dirigido hacia el este (figura N° 2. 8.).
- b. Cuatro horas de flujo convergente (figura N° 2.9.).
- c. Una hora de flujo hacia el oeste (figura N° 2.10.).
- d. Cuatro horas de flujo divergente (figura N° 2.11.).





2.3. UBICACION DE LAS ESTACIONES

Las estaciones que se han utilizado para el cálculo de los coeficientes, se encuentran principalmente en el Estuario interior del Golfo de Guayaquil, las cuales han sido seleccionadas por las instituciones que obtuvieron toda la información en sitio, el INP y la EMAG. (Figura N° 2.12.).

Generalmente estas estaciones están ubicadas con referencia a un accidente geográfico como puede ser una punta o puerto y en ciertos tramos se las ubica donde existe algún tipo de ayuda a la navegación como los faros de enfilación o boyas colocados por INCAR y por la APG principalmente.

Las primeras estaciones se encuentran en la cuenca del Guayas antes de llegar a la isla Puná, donde el flujo se divide en dos ramales. La información de los datos necesarios para este trabajo fueron suministrados por la EMAG, y los cuales se usaron solamente en la determinación de los coeficientes de dispersión, ya que eran necesarios datos de velocidades de las corrientes para obtener los coeficientes de difusión y estos datos no tenía la EMAG.

Las estaciones de EMAG se las resume en la tabla siguiente:

FIG.2.12

UBICACION DE LAS ESTACIONES

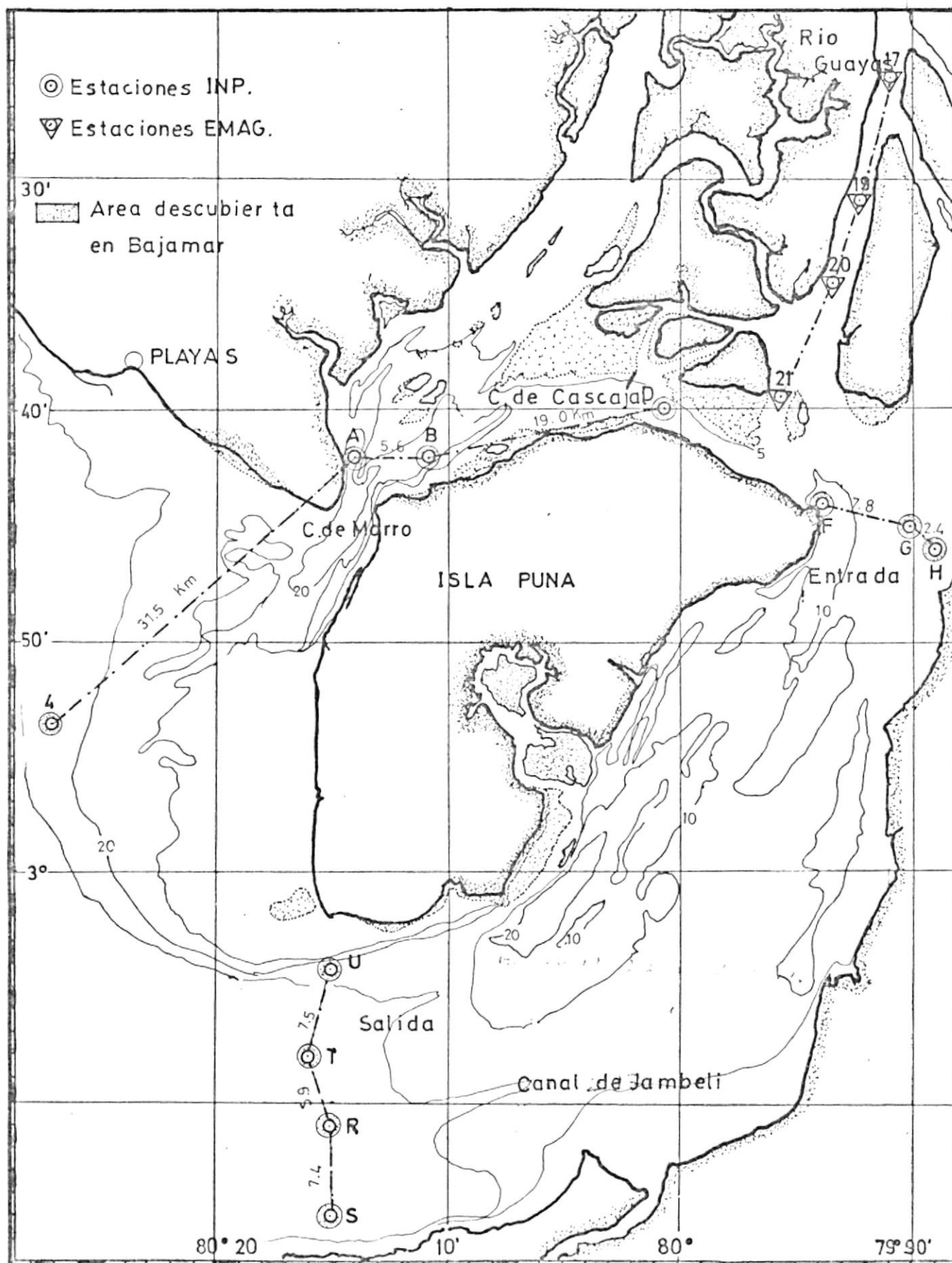


TABLA N° 2.1.

LOCALIZACION DE LAS ESTACIONES DE E.M.A.G.					
ESTACION	LOCALIZACION	C O O R D E N A D A S		ΔX (Km)	X(Km)
		LAT.	LONG.		
17	Pta.Piedra	2-250S	79-521W		0
19	Pto.Roma	2-310S	79-521W	10.15	10.15
20	Pta,Alcatraz	2-350S	79-531W	6.8	16.95
21	Isla Verde	2-390S	79-561W	9.9	26.85

TABLA N° 2.2.
LOCALIZACION DE LAS ESTACIONES DE
INP

ESTACION	LOCALIZACION	C O O R D E N A D A S		DISTANCIA ENTRE ESTACIONES	
		LATITUD	LONGITUD	Δx	x
D	Canal de	2-40 OS	80-01.0W	19 Km.	0
B	Casacajal	2-42 OS	80-110.W	5.6	19.0
A	Canal del	2-42 OS	80-140 W		24.6
4	Morro	2-53 OS	80-270 W	31.5	56.1
Canal de Jambelí:					
H	Entrada	2-460S	79-491W		0
G		2-450S	79-501W	2.4 Km.	2.4
F		2-440S	79-540W	7.8	10.2
U	Salida	3-041S	80-15.1W	7.5	0
T		3-08.0S	80-16.0W		
S		3-11.0S	80-15.0W	5.9	13.4
R		3-15.0S	80-15.1W	7.4	20.8

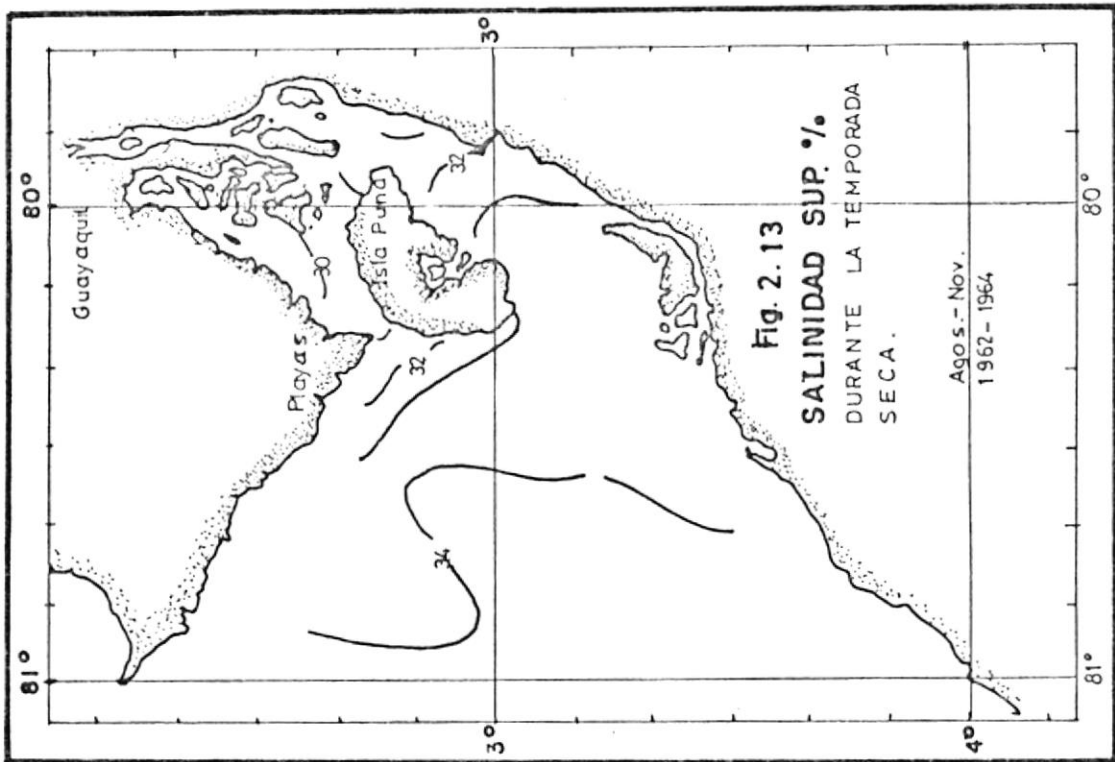
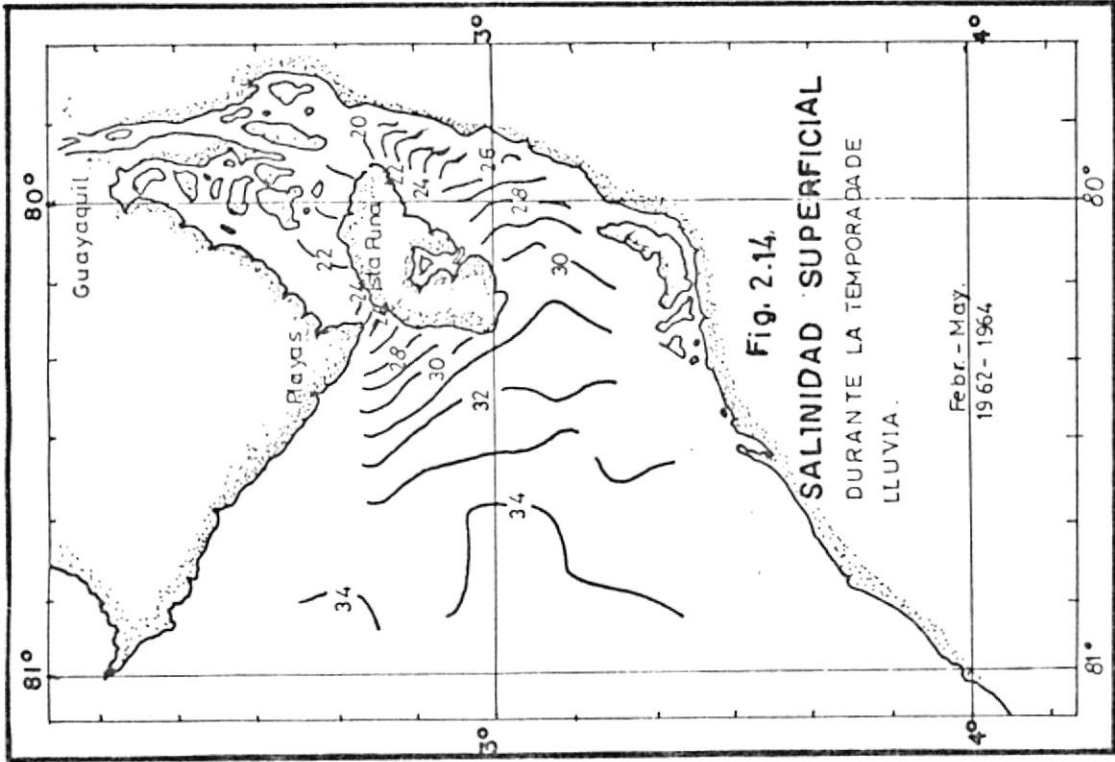
En estas estaciones se obtuvieron datos tanto de salinidad superficial como vertical, así como de velocidades medias.

Hemos considerado para el cálculo de los coeficientes la subdivisión de las estaciones en tramos, considerando que forman una secuencia lógica no sólo respecto de su posición, sino también en cuanto a propiedades como S % superficial y velocidades medias y la configuración del tramo estudiado.

2.4. CARACTERISTICAS DE SALINIDAD

Debido a la naturaleza propia de ser un estuario, los cambios en la salinidad son muy grandes comparados con la variación de otros parámetros.

Durante la temporada seca, la salinidad superficial disminuye de 34 % en el estuario exterior a 30 % al Noreste de la isla Puná en el estuario interior (Ver figura N° 2.13). La salinidad superficial en la temporada de lluvia es también 34 % en el estuario exterior pero este se reduce a 20 % en el estuario interior (Stevenson). Ver figura N° 2.14).

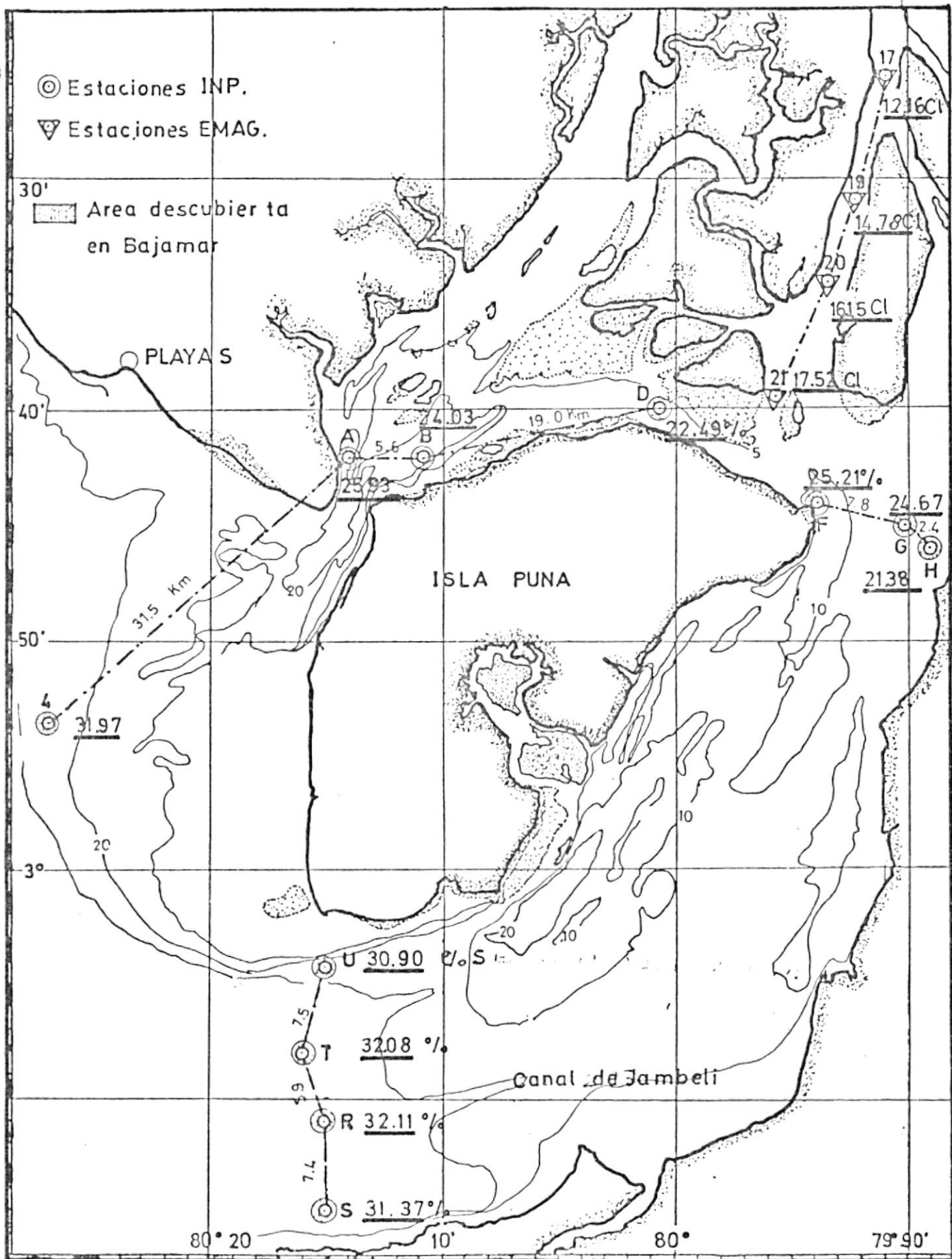


Analicemos los valores de salinidad, correspondientes a las estaciones dadas por la EMAG y que serán la base para el cálculo de los coeficientes de difusión y dispersión.

TABLA N° 2.3.

SALINIDADES SUPERFICIALES EN LAS ESTACIONES INP				
ESTACION	SALINIDAD	$\Delta S\%$	Δx	$\Delta S/\Delta x$
D	22.49	+1.54	19.0 Km	0.081
B	24.03			
A	25.93	1.90	5.6	0.339
4	31.97	6.04	31.5	0.192
En el canal de Jambelí:				
Entrada del canal:				
F	25.21	0.540	7.8	0.069
G	24.67	3.290	2.4	1.371
H	21.38			
Salida del canal:				
U	30.90	1.18	7.5	0.157
T	32.08	0.71	5.9	0.12
R	31.37	0.74	7.4	0.10
S	32.11			

FIG.2.15 SALINIDAD SUPERFICIAL EN LAS ESTACIONES DE MUESTREO.



Del cuadro anterior vemos que $\Delta s/\Delta x$ corresponde a los valores de los gradientes horizontales de Salinidad, determinándose que los mayores gradientes ocurren en la entrada del Canal de Jambelí y en la Zona del Canal de Cascajal entre las estaciones B y A. Los valores de Salinidad en cada estación en la superfi-cie se representan en la figura N° 2.15.

En cuanto a los datos de salinidad en el sentido -vertical, solo se obtuvieron de las estaciones dadas por el INP, cuyos valores están representados en la figura N° 2.16, 2.17, y 2.18, que corresponden a cada tramo y del cual se puede determinar que:

a. Canal de Cascajal y del Morro:

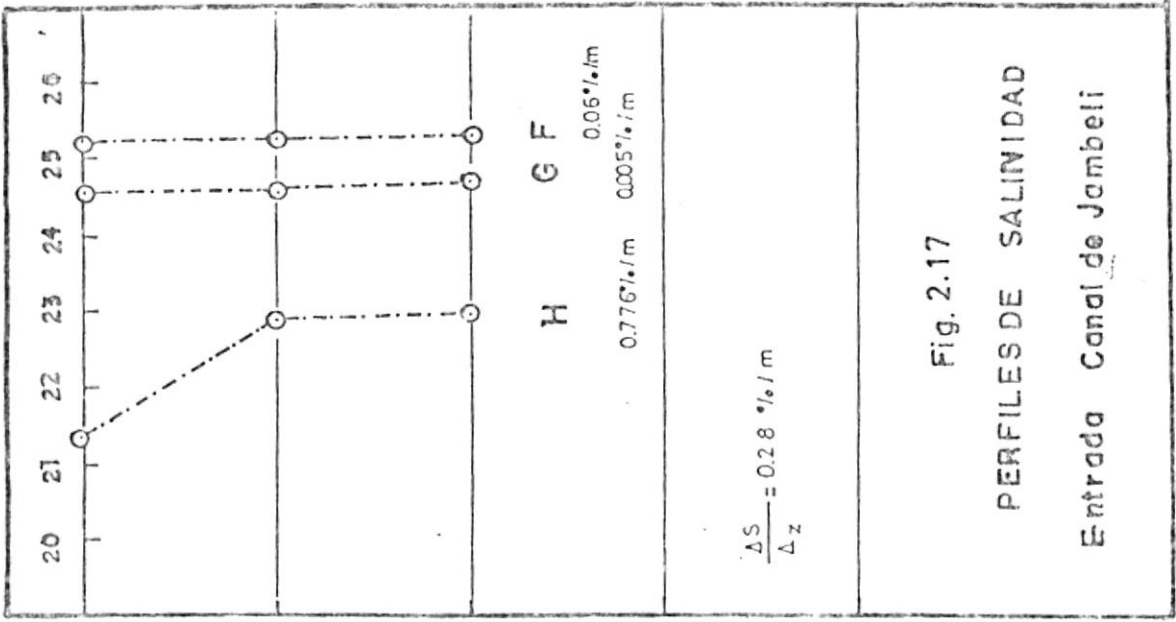
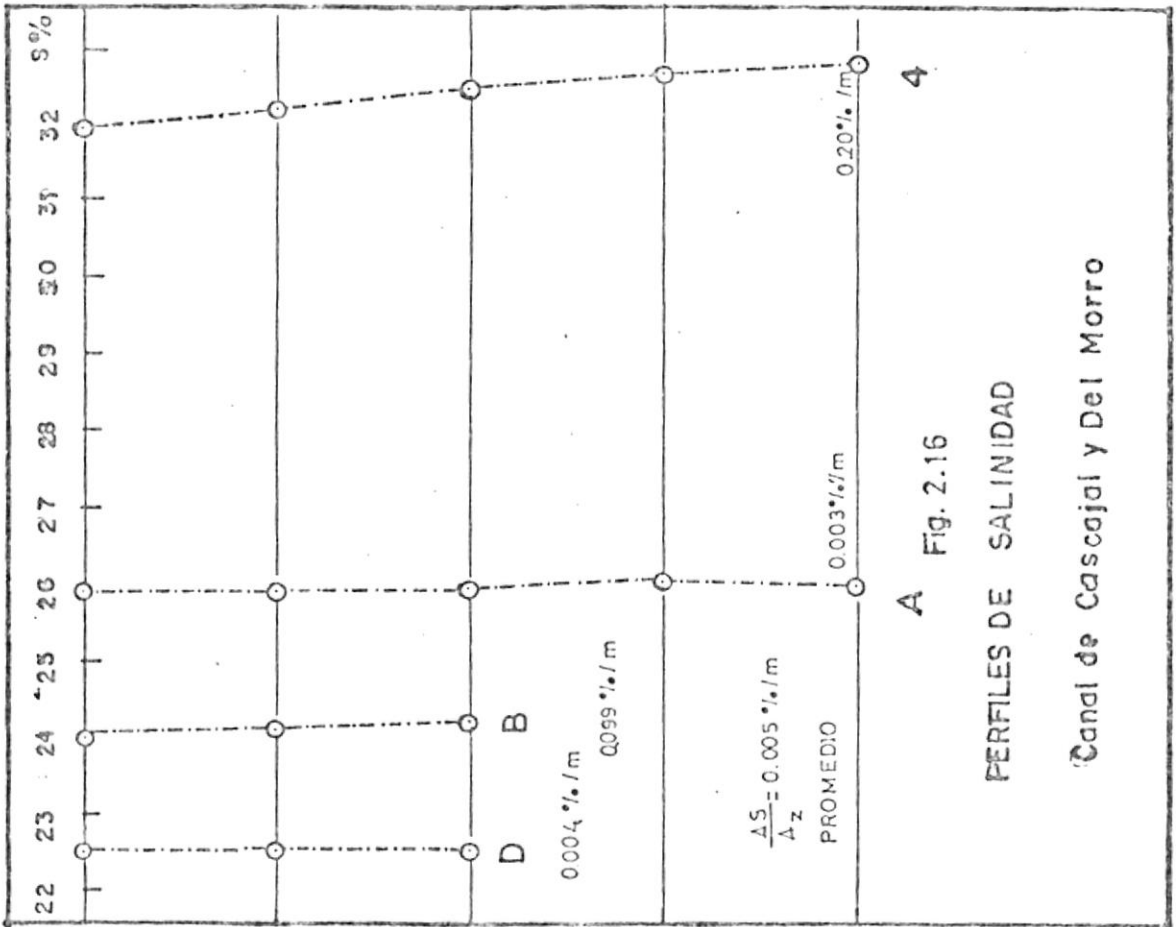
Los perfiles de salinidad tienen poca o ninguna variación (0.005 o/oo/m).

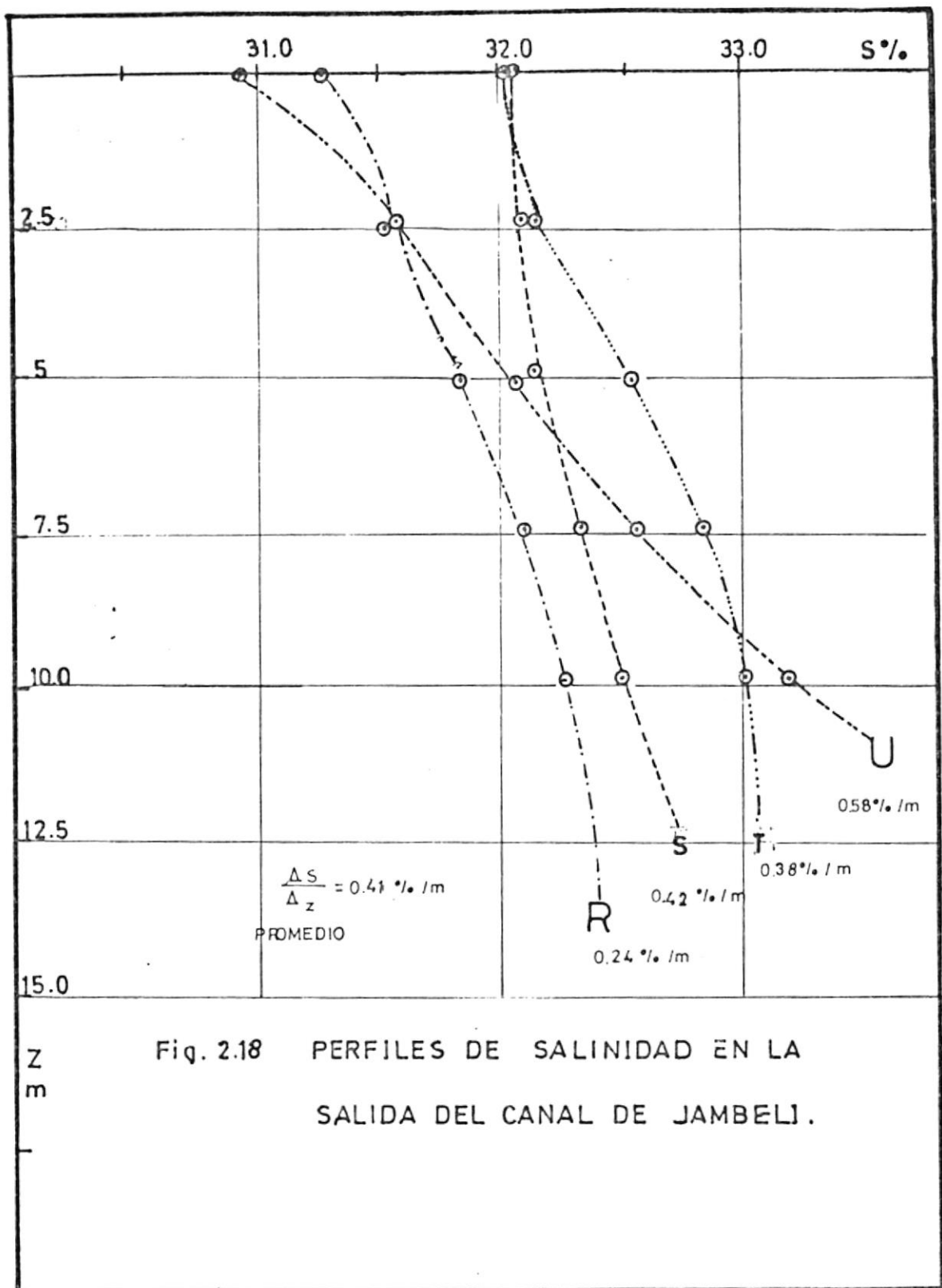
b. Canal de Jambelí (entrada):

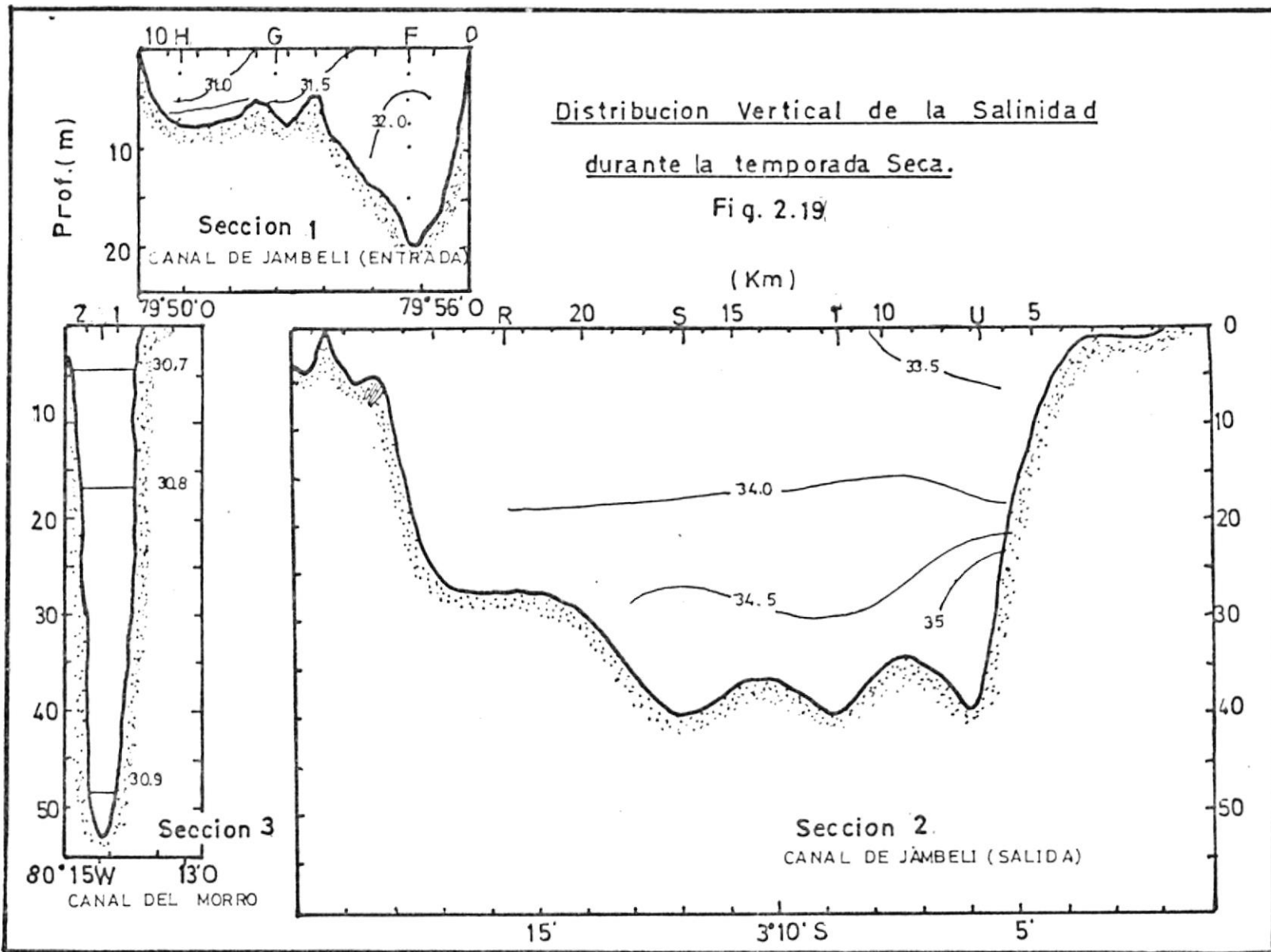
Se manifiesta mayor variación que en el tramo anterior (0.28 o/oo/m).

c. Canal de Jambelí (salida):

Variaciones en el sentido vertical son muy grandes - comparadas con los tramos anteriores (0.41 o/oo/m).







110

Las estaciones ubicadas entre Pta. Piedra y la Isla Verde, que son las dadas por la EMAG, tienen datos de cloruros y no de salinidad, pero para nuestro objetivo que es el de calcular los coeficientes es independiente trabajar con uno o con otro, aquí lo hacemos con los cloruros. La relación que hay entre salinidad y cloruros es la siguiente:

$$S = 0.03 + 1.805 Cl \quad (63)$$

Los valores de los cloruros correspondientes a este tramo son dados en la tabla N° 2.4. Debido a que solo se obtuvieron datos de cloruros superficial, solo se calculan los coeficientes de dispersión longitudinal, ya que para obtener los de difusión necesitaríamos datos de velocidades y salinidades o cloruros verticales.

A continuación podremos apreciar la tabla N° 2.4., donde encontraremos los datos de salinidad en las estaciones de EMAG.

TABLA N°2.4.

DATOS DE CLORUROS EN LAS ESTACIONES DE EMAG

ESTACION	CLORUROS	$\Delta S\%$	Δx (Km)	$\Delta S/\Delta x$ (0/100/Km)
17	12.161 Cl	2.625	10.15	0.259
19	14.786 Cl			
20	16.155 Cl	1.369	6.80	0.201
21	17.522 Cl	1.367	9.90	0.138

De los gráficos se puede concluir que las variaciones de salinidad son más drásticas en el sentido vertical con un orden de magnitud de 0.08 a 0.61 %/m, mientras que en el sentido x las variaciones de salinidad se encuentran en el rango 0.002 %/m, característica que debe ser tomada en cuenta al momento de realizar los cálculos.

2.5. SECCIONES DE LAS ESTACIONES

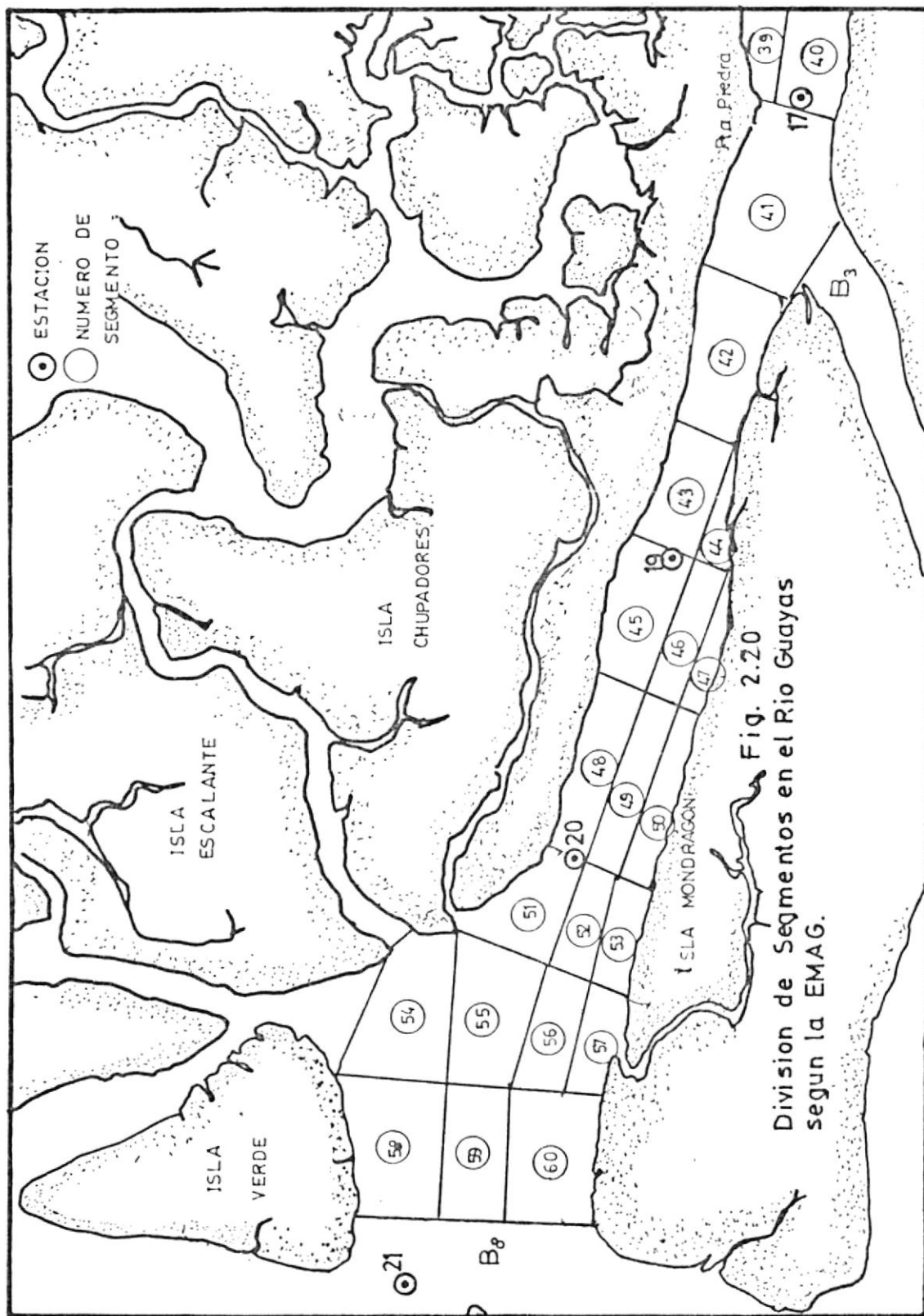
Otra característica que va a ser muy importante para la determinación de los coeficientes son las secciones de áreas en las diferentes estaciones.

A continuación se dará la forma en que se calcularon todas las áreas que se utilizarán en el cálculo final.

Como ya se ha dicho existe un tramo donde se van a obtener los coeficientes de difusión y otro donde se hallaran los de dispersión, la forma de calcular las áreas para cada tramo ha sido diferente debido a los datos proporcionados por las instituciones INP y la EMAG.

El primer tramo es aquel comprendido entre la Pta. Piedra y la Isla Verde, con las estaciones dadas por la EMAG, las áreas fueron calculadas en base al siguiente proceso:

- a. En el plano de la zona correspondiente (Figura N° 2.20) se representa la división que hace la EMAG para aplicar el método de segmentos finitos que utilizan para sus modelos de calidad de aguas, donde subdividen el estuario en diferentes partes cada una de las



cuales con su respectivo volumen, área, longitud, etc.

- b. Se determina la sección que, nos interesa conocer y se obtienen los segmentos que intervienen en cada uno con su respectiva área, y el área total resulta de la suma de todos estos segmentos.

Para este primer tramo los resultados se resumen en la tabla N° 2.5.

TABLA N° 2.5.

AREA DE LAS ESTACIONES DE LA EMAG

ESTACION	SEGMENTOS	AREA DE C.SEGMENTO	AREA TOTAL m ²
17	39 - 41	3.365 m ²	20.825
	40 - 41	17.460	
19	43 - 45	11.950	16.930
	44 - 46	4.980	
20	48 - 51	11.310	21.225
	49 - 52	4.395	
	50 - 53	5.550	
21	58 - 88	12.730	37.415
	59 - 88	8.510	
	60 - 88	16.175	

Determinación de las áreas promedios para cada tramo:

$$A_{17-19} = \frac{20.825 + 16.930}{2} = 18.877,5 \text{ m}^2$$

$$A_{19-20} = \frac{16.930 + 21.255}{2} = 19.092,5 \text{ m}^2$$

$$A_{20-21} = \frac{21.255 + 37.415}{2} = 29.335 \text{ m}^2$$

Los datos necesarios para el cálculo de estas áreas se dan en el Apéndice .

Para calcular las áreas del segundo tramo ,es decir - las comprendidas en el Canal del Morro y Cascajal el procedimiento fue el siguiente, y se partió de las Cartas Batimétricas 1071 y 1072 de INOCAR:

- a. Se trazó directamente sobre la Carta Náutica la línea de la sección cuya área se deseaba determinar.
- b. Se obtuvo la profundidad en los diferentes puntos de la línea leyéndola directamente o interpolándola.

- c. Se hizo la gráfica Distancia Vs. Profundidad.
- d. Se determinaron áreas parciales por figuras geométricas conocidas (Trapeacios y triángulos).
- e. La suma de las áreas parciales dió como resultado el área total.

Este procedimiento es el mismo utilizado por la EMAG para obtener las áreas de las secciones que necesita para la aplicación del modelo de calidad de aguas.

Los gráficos de las secciones se representan en las figuras N° 2.21., y los resultados se resumen en la siguiente tabla:

TABLA N° 2.6.
AREAS DE LAS ESTACIONES DEL INP

ESTACION	AREA EN m ²	AREA PROMEDIO m ²
D	18.450	26.193
B	33.937.5	*58.512.5
A	83.087.5	*58.512.5
4	.	.

*En la estación 4 se ha considerado la misma área promedio de B-A.

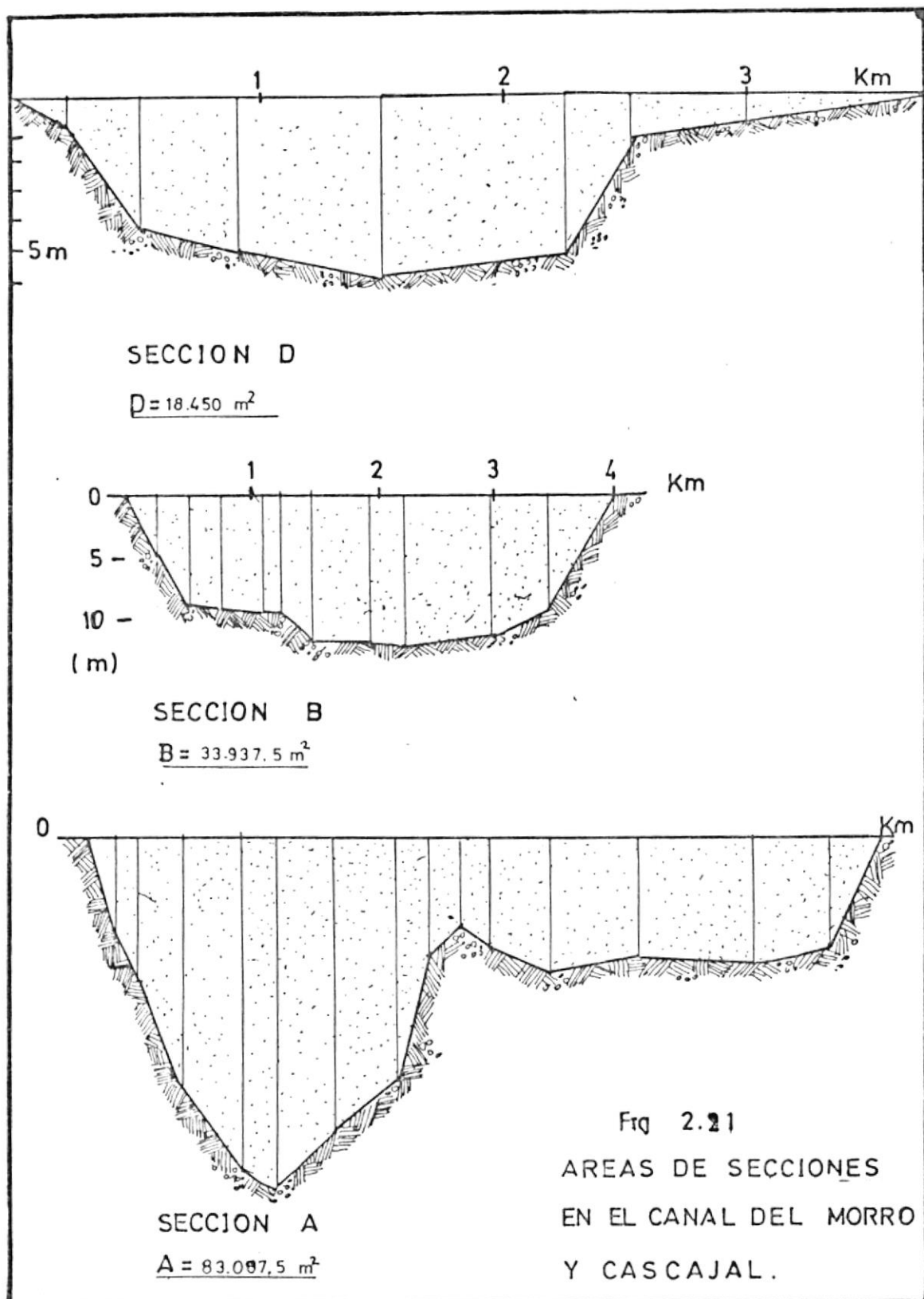
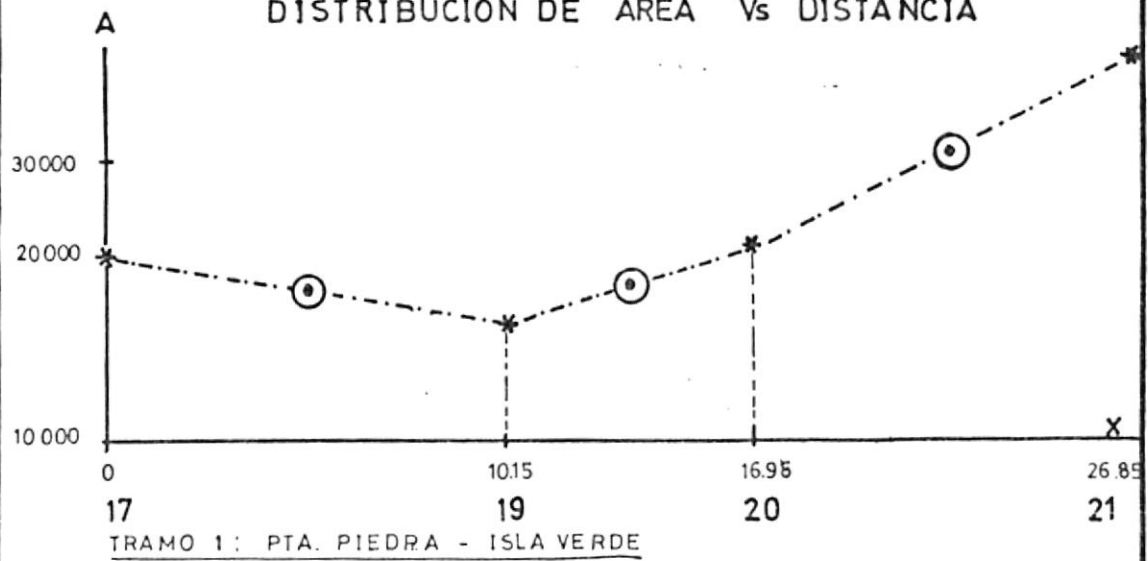


Fig 2.21
 AREAS DE SECCIONES
 EN EL CANAL DEL MORRO
 Y CASCAJAL.

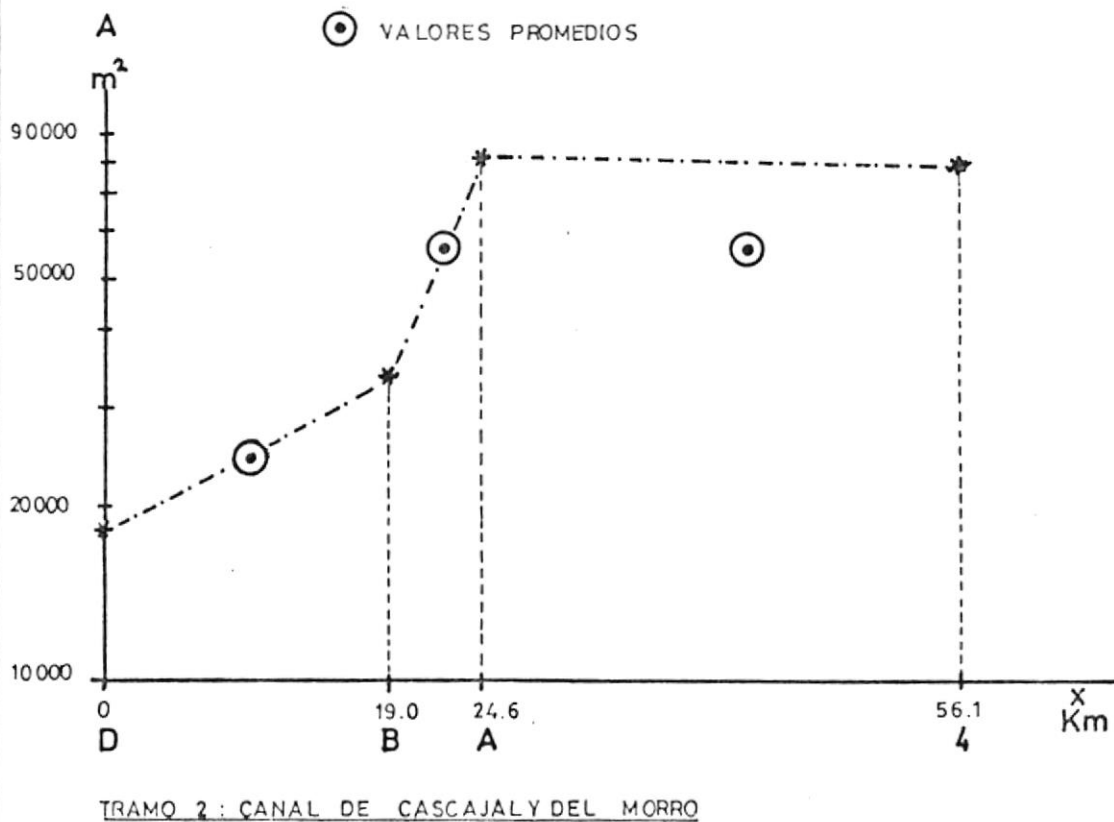
Fig. 2.22.

DISTRIBUCION DE AREA Vs DISTANCIA



* VALORES DEL AREA EN CADA ESTACION.

⊙ VALORES PROMEDIOS



C A P I T U L O I I I

METODOS USADOS EN EL CALCULO DE LOS COEFICIENTES DE DIFUSION Y DISPERSION

3.1. GENERALIDADES

Para la obtención de estos coeficientes existen gran cantidad de métodos, en cada uno de los cuales se consideran como base diferentes tipos de datos como:

- Datos de salinidad en diferentes estaciones y el caudal de agua dulce aportante al estuario.
- Datos de salinidad y temperaturas en las secciones consideradas.
- Salinidades y velocidad medias.
- Salinidades superficiales, distancia entre estaciones, etc.
- Utilización de tintes especiales para determinar su desplazamiento en el Estuario, etc.

La mayoría de los métodos hacen uso de la salinidad por la propiedad de ser una sustancia conservativa, y al no variar con el tiempo, resulta conveniente en la determinación de los coeficientes.

A continuación se describirán los cinco métodos utilizados en este trabajo. Dos para los coeficientes de difusión y tres para la dispersión.

3.2. DESCRIPCION Y APLICACION DEL METODO PARA OBTENER LOS COEFICIENTES DE DIFUSION A PARTIR DEL TIPO DE MEZCLA PREDOMINANTE DEL ESTUARIO ANALIZADO

En el Capítulo I, se determinó que la circulación estuarina está inducida principalmente por la diferencia de densidad entre el agua dulce y la de mar logrando de esta manera una circulación, que es mantenida por un balance dinámico de procesos advectivos y difusivos en el estuario.

Estos procesos un tipo de mezcla característica del estuario, cuando la mezcla se produzca en cualquiera de las tres direcciones y en cada una de ellas se producirá distribuciones de salinidad, un valor máximo es obtenido para la mezcla en una de es

tas direcciones despreciando la mezcla en las otras - dos. Así considerando el tipo de mezcla predominante existen diferentes análisis para el cálculo de los coeficientes de difusión (K_z), los tipos de mez cla considerados son:

1. Mezcla estacionaria vertical, con dos situaciones:

- a. K_z no cambia con profundidad
- b. K_z cambia con la profundidad

2. Mezcla estacionaria lateral

3. Mezcla estacionaria a lo largo de la corriente

Analicemos cada uno de los casos anteriores para ver cuál o cuáles son los que se adaptan mejor a las condiciones de los diferentes tramos del estuario interior del Golfo de Guayaquil.

3.2.1. Mezcla Estacionaria Vertical

En este caso, la corriente U debe ser paralela en cualquier lugar al plano Ox , debe existir mezcla necesaria para ser tomada en cuenta en la di rección vertical Oz y suponemos que las condiciones estacionarias.

Comparamos las condiciones exigidas por el método con las presentes en el estuario:

- En cuanto a las corrientes, en la descripción física se vió en forma general que estas se dirigen hacia el sureste y este, es decir se trata de corrientes en el Plano Horizontal OX y no en sentido lateral OY o vertical OZ. Por lo tanto cumple una de las condiciones.
- Para determinar la mezcla predominante partimos de las distribuciones de Salinidad tanto en el sentido vertical con los perfiles como en la distribución longitudinal de la salinidad.

En el Capítulo II, se determinó que las variaciones de salinidad son mayores en el sentido z que en sentido x, ya que los gradientes en el sentido x son de un orden de magnitud de $1.0 \times 10^{-4} \text{‰/m}$ a $2 \times 10^{-2} \text{‰/m}$ mientras que las variaciones en el sentido z en las diferentes estaciones oscilaban entre 0.005 y 0.4 ‰/m ., siendo estos valores considerablemente mayores a los anteriores, se considera que la mezcla predominante se produce en el sentido z.

Este análisis se confirma por estudios realizados por Stevenson en 1.974, en la misma zona - donde llegó el mismo criterio.

Con respecto a que las condiciones deben ser estacionarias, esta es una de nuestras asunciones de partida para realizar los cálculos.

Dentro de esta forma de análisis hay dos posibilidades que son:

- Considerar que K_z no cambia con la profundidad, lo cual sucede cuando los valores de salinidad son iguales en una sección vertical, entonces se dice que puede existir un mínimo o un máximo de salinidad, esta característica se presenta en las estaciones D y A en el canal del Morro y en las estaciones F y G a la entrada del Canal de Jambelí.

- La otra alternativa es considerar que K_z cambia con la profundidad, existiendo también una variación de la salinidad, esta forma de considerar los datos es más general que la anterior, y por tanto creemos que es la más

apropiada para ser considerada en todas las estaciones, aún a sabiendas de que en las estaciones anteriormente nombradas la variación es casi ceros, pero sabemos que los datos usados solo corresponden al mes de julio de 1.970 y no son representativos de la Epoca Seca donde las variaciones en una sección no son tan mínimas.

3.2.2. Mezcla Estacionaria Lateral

En este caso las condiciones necesarias son: Que el flujo sea estacionario y que la corriente media U sea paralela en cualquier lugar a OX , pero que solamente la mezcla que necesita ser tomada en cuenta está en la dirección horizontal OY transversal a la corriente.

En la zona que estamos considerando, la mezcla que estamos determinando por los gradientes de salinidad suceden principalmente en las secciones verticales y también en forma horizontal a lo largo de los Canales de Casajal y del Morro esto debido a que estos son relativamente angostos, ya que la mezcla lateral se presenta especialmente -

en el caso de estuarios de gran amplitud, como podría ser el estuario exterior del golfo.

En el tramo del Canal de Jambelí debido a la amplitud de este, como a la influencia de las corrientes los cambios de salinidad son bastantes irregulares tanto en dirección norte - sur como este, pero realizando el mismo análisis que se hizo en el primer tipo de mezcla, los mayores gradientes de salinidad suceden en el sentido z, como se determinó en el Capítulo II.

3.2.3. Mezcla estacionaria a lo largo de la corriente

En este caso las condiciones estacionarias se mantienen, la velocidad media U será paralela al eje OX y además se debe asumir que solamente la mezcla que se necesita tomar en cuenta está en la dirección de la corriente.

De las características generales de las corrientes estas se encuentran en el plano horizontal en dirección predominante sur-este y este, pero tambien se encuentra la influencia de las mareas que provoca cambios periódicos en la dirección de las

corrientes no siendo siempre en dirección de la mezcla, por lo que no es muy conveniente restringir a que la mezcla sea en dirección de la corriente.

De acuerdo al análisis de cada uno de los casos y comparándolos con las condiciones presentes en el estuario interior del Golfo de Guayaquil, hemos considerado que el método más representativo de las condiciones presentes en la zona es el de la mezcla estacionaria vertical con K_z - cambiando con la profundidad, ya que abarca todas las estaciones que se están analizando.

El último caso es decir el de la mezcla predominante en la dirección de la corriente, a pesar de que podría aplicarse el tramo del Canal del Morro no lo hemos considerado por que insistimos que la mezcla predominante es en el sentido vertical y además por que es el coeficiente de dispersión longitudinal el que está directamente relacionado con la mezcla en el sentido de salida y dirección de la corriente.

A continuación daremos la descripción detallada - del método a utilizarse.

3.3. APLICACION DEL METODO PARA OBTENER LOS COEFICIENTES DE DIFUSION A PARTIR DEL TIPO DE MEZCLA ESTACIONARIA VERTICAL

Sabemos que las condiciones de partida son:

- Corriente media u paralela en cualquier lugar al plano OX.
- Que exista mezcla en la dirección vertical.
- Condiciones estacionarias.

La ecuación de continuidad de la masa de sal en forma - general es la siguiente:

$$\frac{ds}{dt} + U \frac{ds}{dx} + W \frac{ds}{dy} + V \frac{ds}{dz} = \frac{d}{dx} (K_x \frac{ds}{dx}) + \frac{d}{dy} (K_y \frac{ds}{dy}) + \frac{d}{dz} (K_z \frac{ds}{dz})$$

(64)

Debido a que la corriente que existe solamente es U , los términos con W y V se hacen cero.

Por la condición de estacionaria, no existirá variación con respecto al tiempo por lo que $\frac{ds}{dt} = 0$.

Por lo tanto la Ecuación 1 queda reducida a:

$$U \frac{ds}{dx} dz = K_z \frac{ds}{dz} \quad (65)$$

Integrando con respecto a z, ya que estamos considerando que existe variación en el sentido z:

$$\int_{z_0}^z U \frac{ds}{dx} dz = K_z \frac{ds}{dz} \quad (66)$$

Desneizando la ecuación anterior el coeficiente de difusión K_z .

$$K = \frac{1}{\frac{ds}{dz}} \int_{z_0}^z U \frac{ds}{dx} dz \quad (67)$$

En este caso en cada estación K_z varía con la profundidad.

- Datos necesario: para este método:

Para aplicar este método se deben conocer los siguientes datos. En la figura N° 2.12, se determina la posición de las estaciones por coordenadas y la distancia en Km. que exista entre ellas, este valor se lo obtuvo directamente sobre la Carta Náutica I.O.A. 107 y la 108. El total de estaciones que se usarán con

este método son 11, que se encuentran rodeando a la Isla Puná. Estas estaciones fueron utilizadas por el INP para las mediciones de corrientes, salinidades, etc. , en julio de 1.970.

- Mediciones de velocidad media en cada estación:

De los datos proporcionados por el INP, se obtuvieron velocidades de corrientes y la velocidad media.

- Los valores de z en cada estación también fueron suministrados por el INP, que eran 0,2.5, 5.0, 7.5, etc.

- A las profundidades consideradas se toman las muestras para determinar los valores de salinidad, que también fueron obtenidos por el INP.

Con estos datos se procederá a realizar los cálculos para la obtención del coeficiente K_z .

TABLA Nº 3.1.

PROF. Z (m)	CALCULOS A REALIZARSE		VELOCIDAD U(cm/Seg)
	SALINIDAD A	S°/00 B	
Z ₁	S _{1A}	S _{1B}	U ₁
Z ₂	S _{2A}	S _{2B}	U ₂
Z ₃	S _{3A}	S _{3B}	U ₃
.	.	.	.
.	.	.	.
.	.	.	.
Z _n	S _{nA}	S _{nB}	U _n

A partir de esta tabla se hacen los siguientes cálculos:

$$1. \Delta S_{x1} = S_{1B} - S_{1A}$$

$$\Delta S_{x2} = S_{2B} - S_{2A}$$

$$\cdot \quad \cdot \quad \cdot$$

$$\cdot \quad \cdot \quad \cdot$$

$$\cdot \quad \cdot \quad \cdot$$

$$\Delta S_{xn} = S_{nB} - S_{nA}$$

$$2. (d \times s)_1 = (\Delta S_{x1} + \Delta S_{x2})$$

$$\begin{array}{ccc} \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot \end{array}$$

$$(d \times s)_n = (\Delta S_{xn} + \Delta S_{x_{n+1}})$$

$$3. \left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_y = \left(\frac{dxs}{\Delta x}\right)_1$$

$$\begin{array}{ccc} \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \end{array}$$

$$\left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_n = \left(\frac{dxs}{\Delta x}\right)_n$$

$$4. \left(\frac{\partial s}{\partial x} \times U \times 2.5\right)_1 = \left(\frac{\partial xs}{\Delta x} \times U \times 2.5\right)_1$$

$$\begin{array}{ccc} \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \end{array}$$

$$\left(\frac{\partial s}{\partial x} \times U \times 2.5\right)_n = \left(\frac{\partial xs}{\Delta x} \times U \times 2.5\right)_n$$

$$5. \int_0^z \left(\frac{ds}{\partial x} \times U \times 2.5\right) = \sum_{i=1}^{i=n} \left(\frac{dxs}{\Delta x} \times U \times 2.5\right)$$

$$6. \Delta s_{zA} = s_{2A} - s_{1B}$$

$$\Delta s_{zB} = s_{2B} - s_{1B}$$

$$7. d_z s_i = \left(\frac{\Delta s_{zA} + \Delta s_{zB}}{2} \right)_i$$

$$8. \left(\frac{ds}{dz} \right)_1 = \frac{(dzs)_1 + (dzs)_2}{2} * \frac{1}{\Delta z}$$

$$\begin{matrix} \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \left(\frac{ds}{dz} \right)_n = \frac{(dzs)_n + (dzs)_{n+2}}{2} * \frac{1}{\Delta z} \end{matrix}$$

$$9. Kz = \frac{(4)}{(8)} \left\{ \frac{cm^2}{seg} \right\}$$

$$Kz = \frac{\int_0^z \left(\frac{ds}{dx} \times U \times 2,5 \right)}{\frac{ds}{dz}} \tag{68}$$

Este procedimiento se realiza para cada estación en cada intervalo Δz.

En los siguientes cuadros se dan los resultados y las tablas de cálculo para los coeficientes en cada una de las estaciones; y, como ya se dijo se analizaron - por tramos.

TABLA N° 3.2 .

CALCULO DE COEFICIENTES DE DIFUSION ; ESTACION D-B

z m	U Cm/sec	SALINIDAD D %	S % B	ΔS_x	dsx	$\frac{ds}{dx} \times U \times dz$ %cm/sec	$\frac{ds}{dx} \times U \times dz$ % cm/sec
0.0	137.70	22.49	24.03	1.54			
2.5		22.50	24.073	1.573	1.557	0.0282	0.0282
5.0	130.70	22.49	24.228	1.738	1656	0.0284	0.0566

z m	Δs_z D%	B%	$d_z s$ %/m	$\frac{ds}{dz}$ cm ² /sec	Kz cm ² /sec
0.0					
2.5	0.01	0.043	0.0265	2.20×10^{-4}	128.18
5.0	0.01	0.152	0.073		

La distancia entre las estaciones D y B es $x = 19$ Km.

Las velocidades promedios entre estas estaciones fueron calculadas de la siguiente manera:

$$U_{2.5} = \frac{113 + 162.5}{2} = 137.70 \text{ cm/sec} \quad U_{5.0} = \frac{162.5 + 98.9}{2} = 130.70 \text{ cm/sec}$$

Las velocidades y salinidad en cada estación a cada profundidad son dadas en el Anexo 4 . 2 .

TABLA N° 3.3.

CALCULO DE COEFICIENTES DE DIFUSION: TRAMO BA

z	uU	Salinidad S%		Sx	dSx	$\frac{dSxU}{dx} xdz$	$\int \frac{dSx}{dx} Uxdz$
m	cm/sec	B	A	%	%	%m/sec	%m/sec
0.0		24.03	25.93	1.90			
					1.8785	0.1066	0.1066
2.5	127.2	24.073	25.93	1.857			
					1.7825		
5.0		24.228	25.936	1.708			

z	ΔSz		dzS	$\frac{dS}{dz}$	Kz
m	B	A	%/m		cm ² /sec
0.0					
	0.043	0.00	0.0215		
2.5				2.04×10^{-4}	533.0
	0.155	0.006			
5.0			0.0805		

La distancia entre las estaciones B y A es $x = 5.6$ Km.

La velocidad promedio entre estas estaciones fue calculada de la siguiente forma:

$$U = \frac{162.5 + 91.9}{2} = 127.2 \text{ cm/sec.}$$

TABLA N°3.4.

CALCULO DE COEFICIENTES DE DIFUSION: ESTACIONES A-4

z m	U cm/sec	Salinidad A	S% 4	Sx %	$\frac{dSx}{\%}$	$\frac{dS}{dx} \times U \times dz$ %/cm/sec	$\int \frac{dS}{dx} \times U \times dz$ %/cm/sec
0,0		25.93	31.97	6.04			
	111.25				6.172	0.0544	0.0544
2.5		25.93	32.235	6.305			
	102.45				6.44	0.05235	0.10676
5.0		25.93	32.50	6.57			
	102.45				6.65	0.05407	0.16083
7.5		25.936	32.661	6.725			
	70.40				6.78	0.03788	0.19871
10.0		25.940	32.78	6.84			
z m		ΔS_z A	% 4	$d_z S$ %/m	$\frac{dS}{dz}$	K_z cm ² /sec	
0.0		0.00	0.265	0.1325	5.3×10^{-4}	102.82	
2.5		0.00	0.265	0.1325	4.32×10^{-4}	121.203	
5.0		0.006	0.161	0.0835	2.91×10^{-4}	185.807	
7.5		0.004	0.119	0.062			
10.0							

La distancia entre las estaciones A - S es de x = 31.5 Km.

$$U_{2.5} = \frac{12.9 + 92.6}{2} = 111.25 \text{ cm/sec} \quad U_{5.0} = \frac{113.6 + 91.3}{2} = 102.45 \text{ cm/sec}$$

$$U_{10} = \frac{49.5 + 91.3}{2} = 70.4 \text{ cm/sec.}$$



TABLA N°3.5 .

CALCULO DE LOS COEFICIENTES DE DIFUSION: ESTACIONES F-G

z m	U cm/sec	Salinidad %		Sx %	dSx %	$\frac{ds}{dx} U \times 2,5$ % cm/sec	$\int \frac{ds}{dx} U dz$ %cm/sec
		F	G				
0.0		25.21	24.67	0.54			
	20.35				0.566	3.691×10^{-3}	3.691×10^{-3}
2.5		25.37	24.678	0.592			
	27.90				0.621	5.553×10^{-3}	9.244×10^{-3}
5.0		25.33	24.68	0.650			

z m	ΔSz		dzS %	$\frac{dS}{dz}$	Kz cm ² /sec
	F	G			
0.0					
	0.060	0.008	0,034		
2.5				1.31×10^{-4}	28.175
	0.060	0.002	0.0315		
5.0					

La distancia entre las estaciones F y G es $x = 7.8$ Km.

Las velocidades promedio entre estas dos estaciones fueron calculadas:

$$U_{2.5} = \frac{16.8 + 23.9}{2} = 20.35 \text{ cm/sec} \quad U_{5.0} = \frac{31.9 + 23.9}{2} = 27.9 \text{ cm/sec}$$

TABLA N° 3.6 .

CALCULO DE LOS COEFICIENTES DE DIFUSION:					ESTACIONES G - H			
z m	U cm/sec	Salinidad		Sx	dSx	$\frac{dS}{dx}$	Ux 2.5	$\int \frac{dS}{dx} U x dz$
		G	H					
0.0		24.67	21.38	3.29				
	32.9				2.53		0.867	0.867
2.5		24.678	22.907	1.77				
	40.91				1.75		0.0745	0.1612
5.0		24.68	22.94	1.74				
z	ΔSz		$d_z S$ %	$\frac{dS}{dx}$	K_z			
	F	G						
0.0								
		0.008	1.527	0.7675				
2.5					1.57×10^{-3}			
		0.002	0.033	0.0175	55.23			
5.0								

La distancia entre las dos estaciones G - H es 2.4 Km

Las velocidades promedios fueron:

$$U_{2.5} = \frac{16.8 + 49.0}{2} = 32.9 \text{ cm/sec}$$

$$U_{5.0} = \frac{31.9 + 49.9}{2} = 40.91 \text{ cm/sec}$$

TABLA N° 3.7.
CALCULO DE LOS COEFICIENTES DE DIFUSION EN EL CANAL DE JAMBELI (ESTACIONES U-T)

z m	U cm/sec	Salinidad U	% T	Sx	dSx	$\frac{dSx}{dx}$ %	$\int \frac{dS}{dx} \times U dz$
0.0		30.9	32.08	1.18			
					1.005	9.39^{-3}	9.39^{-3}
2.5		31.46	32.29	0.83			
					0.65	6.08×10^{-3}	0.0155
5.0	28.05	32.03	32.50	0.47			
					0.245	2.29×10^{-3}	0.0178
7.5		32.62	32.64	0.02			
					-0.22	-2.05×10^{-3}	0.0157
10.0		33.21	32.79	-0.42			

z m	U	ΔS_z	T	$d_z S$	$\frac{dS}{dz}$	K_z
0.0						
		0.56	0.21			
2.5				0.385	1.65×10^{-3}	6.26
		0.57	0.21			
5.0				0.390	1.5×10^{-3}	10.33
		0.59	0.14			
7.5				0.365	1.5×10^{-3}	11.87
		0.59	0.15			
10.0				0.370		

La distancia entre las estaciones es $x = 7.5$ Km.

La velocidad promedio está calculada : $U = \frac{44.2 + 11.9}{2} = 28.05$ cm/sec

TABLA N° 3. 8 .

COEFICIENTES DE DIFUSION EN EL CANAL DE JAMBELI (T - S)							
z m	U cm/sec	Salinidad T	% S	Sx %	dSx %	$\frac{dSx}{dx}$ U ^{2.5}	$\int \frac{dsx}{dx} U dz$
0.0		32.08	32.11	0.03	0.115	1.145x10 ⁻³	1.145x 10 ⁻³
2.5		32.39	32.09	0.20	0.315	3.13x10 ⁻³	4.27x10 ⁻³
5.0	28.05	32.50	32.07	0.43	0.464	4.62 x 10 ⁻³	8.89 x 10 ⁻³
7.5		32.64	32.14	0.498	0.494	4.93 x 10 ⁻³	0.01382
10.0		32.79	32.30	0.49			
z m		T	ΔSz S	dzS	$\frac{dS}{dz}$	Kz	
0.0							
2.5		0.21	-0.02	0.095	3.8x10 ⁻⁴	3.01	
5.0		0.21	-0.02	0.095	4.02x10 ⁻⁴	10.497	
7.5		0.14	0.07	0.106	5.2 x10 ⁻⁴	17.096	
10.0		0.15	0.16	0.154			

La distancia entre estaciones T - S es = Km

La velocidad promedio para este tramo es: $U = \frac{11.9 + 35.1}{2} = 28.05$ cm/sec

TABLA N° 3.9.

COEFICIENTES DE DIFUSION EN EL CANAL DE JAMBELI (S - R)

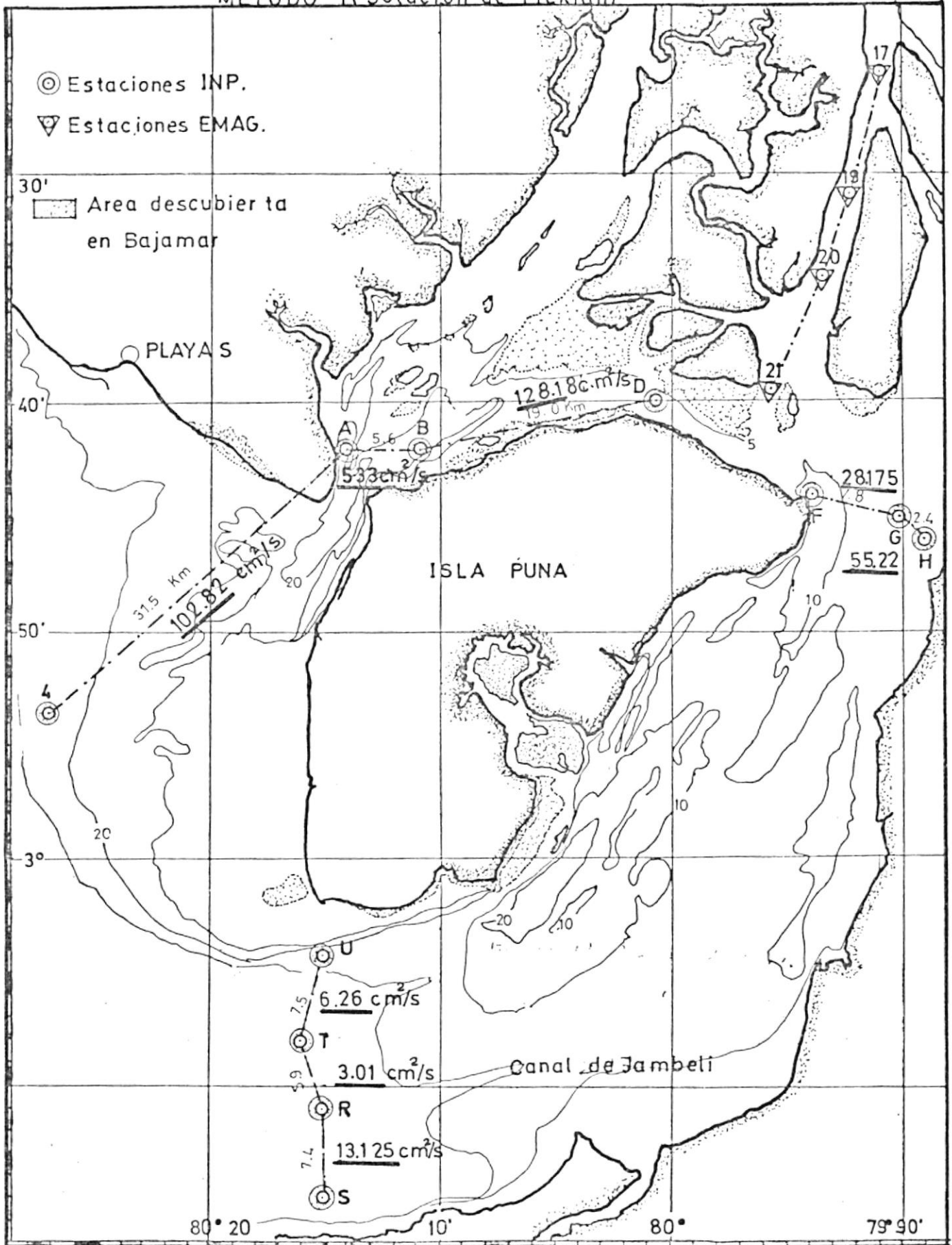
z m	U	Salinidad R	% S	Sx	dSx	$\frac{dsx}{dz}$ U 2.5	$\frac{dsx}{dz}$ U dz
0.0		31.37	32.11	-0.74			
					0.645	0.0063	0.063
2.5	28.78	31.54	32.09	0.55			
					0.45	0.0044	0.0107
5.0		31.72	32.07	0.35			
					0.345	0.0034	0.0141
7.5		31.80	32.14	0.35			
					0.365	0.0035	0.0176
10.0		31.91	32.30	0.39			

z	T	ΔSz	S	dzS	$\frac{dS}{dz}$	Kz
0.0						
	0.17		0.11	0.14	$1,8 \times 10^{-4}$	
2.5	0.18		0.02	0.10		13.125
5.0	0.08		0.07	0.017	2×10^{-4}	53.50
7.5	0.11		0.16	0.135	3×10^{-4}	47.00
10.0						

La distancia entre estaciones es x = Km
 La velocidad promedio para este tramo es: $U = \frac{3442 + 23.12}{2} = 28,78$ cm/sec

FIG. 3.1

VALORES DE COEFICIENTES DE DIFUSION SEGUN
METODO 1 (Solucion de Fickian)



3.4. DESCRIPCION Y APLICACION DEL METODO DE BOWDEN Y HAMILTON PARA OBTENER LOS COEFICIENTES DE DIFUSION

Se han realizado muchas investigaciones en las cuales con mediciones de corrientes medias y distribuciones de salinidad se han usado en conjunto con las ecuaciones del movimiento y conservación de sal, para derivar valores de transporte turbulento y los correspondientes coeficientes de turbulencia y mezcla.

Se ha confirmado que en estuarios relativamente bien mezclados los coeficientes N_z y K_z (viscosidad y difusión) alcanzan su valor máximo cerca de la mitad de la profundidad y sus magnitudes se reducen al aumentar el gradiente de densidad. Como la estratificación llega a ser mayor a profundidades medias, esto causa una mayor reducción tanto en N_z y K_z , así que su distribución vertical llega a ser bimodal, con un máximo cerca a la superficie y sobre el fondo pero con un mínimo a mitad de la profundidad.

Como ya hemos visto en el método anterior y cuando se vió las características de salinidad de la zona de estudio, la mezcla que se considera importante es la vertical, donde en la sección del canal del Morro existían los menores gradientes de salinidad vertical

y los mayores ocurrían a la salida del canal de Jambelí.

En la práctica es muy importante esta mezcla vertical - por dos razones:

1. Con este tipo de mezcla se puede determinar la tasa a la cual un contaminante se introduce a cierta profundidad de donde se extenderá a través de la profundidad del agua.
2. En conjunto con la corriente de corte, jugarán un rol dominante en la dispersión horizontal.

Cuando el orden de magnitud de K_z alcanza los $100 \text{ cm}^2/\text{sec.}$, existe una fuerte corriente de marea en las aguas homogéneas que se están analizando, cuando K_z es del orden de $10 - 20 \text{ cm}^2/\text{sec.}$, tendríamos un estuario debilmente estratificado, tales mezclas podrían tener una apreciable fracción de un período de marea.

3.4.1. Fórmulas para la determinación de los coeficientes N_z y K_z .

En la formulación de modelos de circulación y mezcla en un estuario, se ha llegado a determinar que los esfuerzos turbulentos de masa se -

los puede expresar en términos de la velocidad media y la salinidad media o la concentración de cualquier otra sustancia de interés,

En un modelo de estuarios parcialmente mezclado en el cual la velocidad y la salinidad son asumidas como funciones continuas de z , los coeficientes de viscosidad y difusión pueden ser especificados, así N_z se espera proporcional a la velocidad turbulenta y a la mezcla vertical. En aguas homogéneas la velocidad turbulenta se espera proporcional a la corriente media y a la mezcla a lo largo de la profundidad del agua.

Una investigación fue realizada por Bowden y Hamilton (1.975) para determinar los efectos en la circulación y mezcla por medio de los cambios que pueden sufrir ciertos parámetros como N_z y K_z .

Utilizaron un modelo bidimensional de un estuario de forma geométrica a simple, con profundidades medias de 16 m. y ancho de aproximadamente 1 Km., y luego aplicaron los resultados a una serie de estuarios como el Mersey, Severn y Rotterdam

Warderway. Fueron examinados tres formas de coeficientes de difusión y Eddy de acuerdo a condiciones particulares del estuario:

1. Asumieron que K_z y N_z como constantes a través de un período de marea.
2. Los coeficientes fueron dependientes de la corriente en la profundidad media y de la profundidad del agua ; de esta manera variando durante un período de marea.
3. Los coeficientes fueron función sobretodo del número de Richardson.

En cada uno de estos casos los coeficientes fueron asumidos constantes en toda la profundidad del estuario, Los valores que se obtuvieron fueron los siguientes:

En el primer caso los valores constantes obtenidos fueron:

$$N_z = 40 \text{ cm}^2/\text{sec} \quad K_z = 20 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

En el segundo caso:

$$Nz = 5 + 0.25 (H) |U| \tag{69}$$

$$Kz = 2.5 + 0.125 H |U| \tag{70}$$

Y en el tercer caso:

$$Nz = 5 + 0.25 H |U|(1 + 7Ri) \tag{71}$$

$$Kz = 2.5 + 0.25 H |U| (1 + Ri) \tag{72}$$

Donde: H es la profundidad del agua en metros

U es la magnitud de la corriente a la profundidad media en cm/sec.

Ri es el número de Richardson:

$$Ri = \frac{gH \Delta\rho}{U^2} \tag{73}$$

$\Delta\rho$ es el aumento total de densidad entre la superficie y el fondo.

3.4.2. Datos necesarios para la aplicación del Método de Bowden y Hamilton

1. El valor de H lo obtuvo directamente de los da

tos proporcionados por el INP, ya que ellos en cada estación tomaron su batimetría.

2. La profundidad media es obtenida considerando la profundidad de la estación dividiéndola para dos.
3. La velocidad de la corriente a la profundidad media, se la obtuvo de gráficos de velocidad Vs. profundidad, para interpolar el valor de la velocidad a la profundidad media. Existen estaciones donde no se tienen datos a varias profundidades sino sólo superficiales, se trabajó con esta velocidad y se especifica con un asterisco (*). Ver figura N° 3.2. y 3.3.

3.4.3. Aplicación del método de Bowden y Hamilton al área de estudio

Al haber determinado los coeficientes con el método anterior nos podemos dar cuenta que estos van a variar principalmente en las zonas de grandes velocidades y en las de mayor profundidad, de esta manera comprobándose la incidencia directa tanto de la profundidad como de la velocidad del

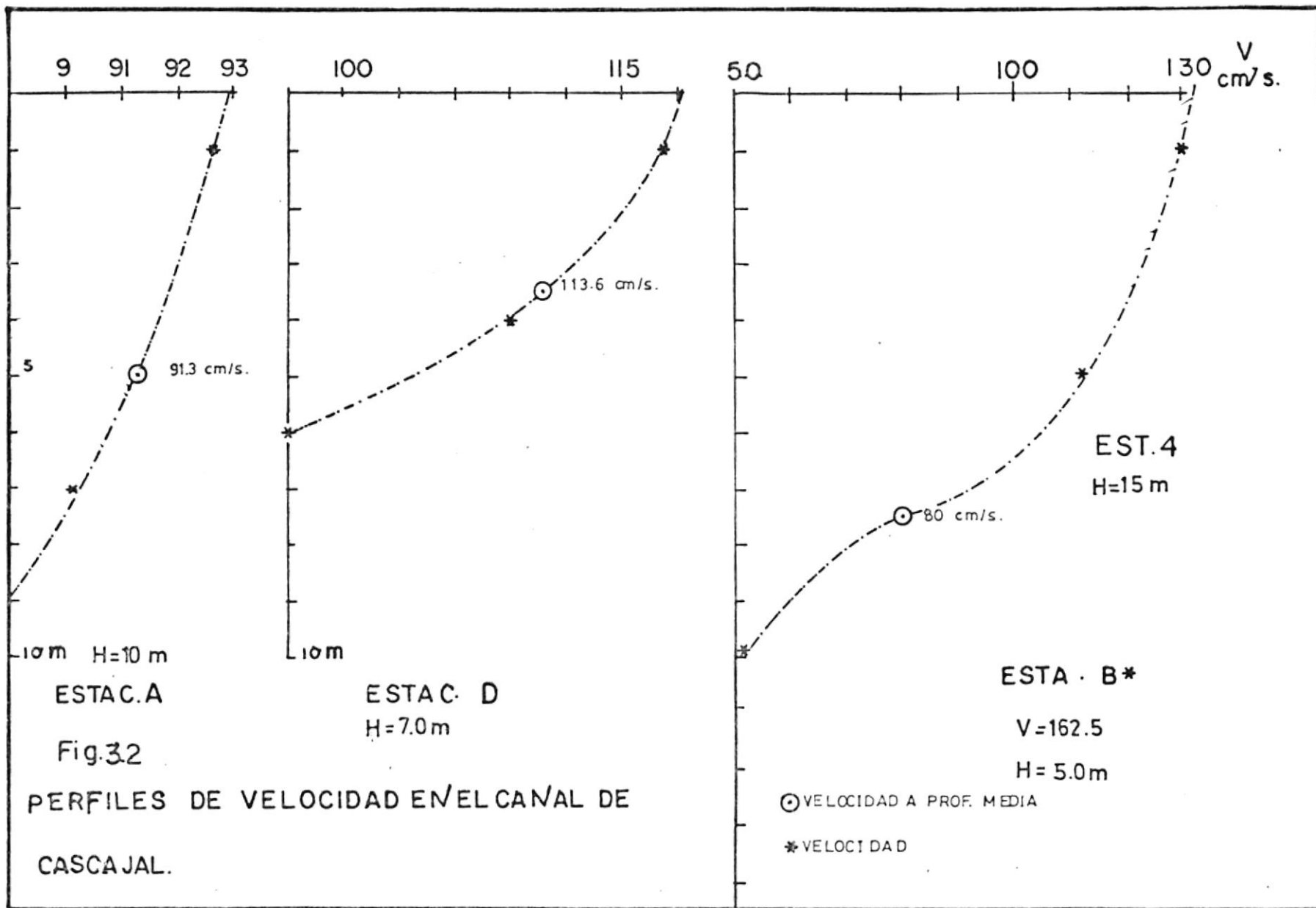


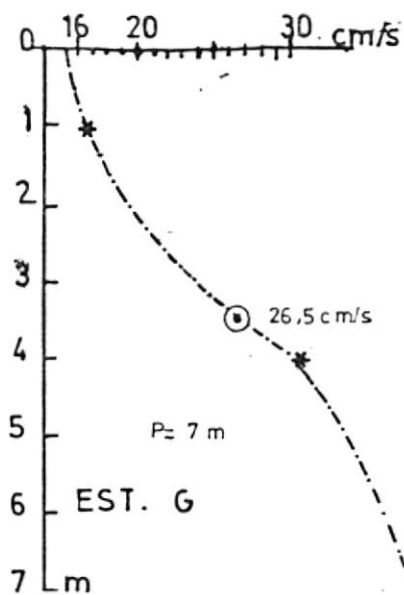
Fig.32
 PERFILES DE VELOCIDAD EN EL CANAL DE
 CASCAJAL.

EST. F*

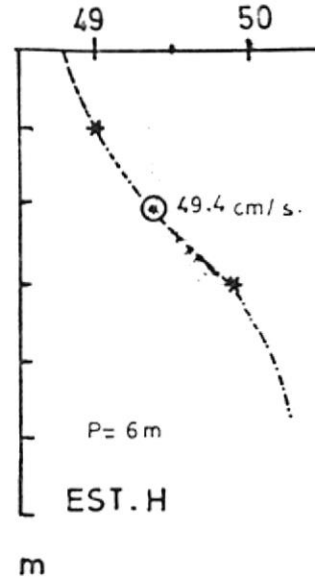
$V = 23.90 \text{ cm/s.}$

PROF: 12. m

VELOCIDAD MEDIA
IGUAL A LA V DADA.



EST. G



EST. H

Estaciones a la
Entrada del C. de
Jambeli. ◁

Salida del Canal de
Jambeli. ▽

ESTACION U*

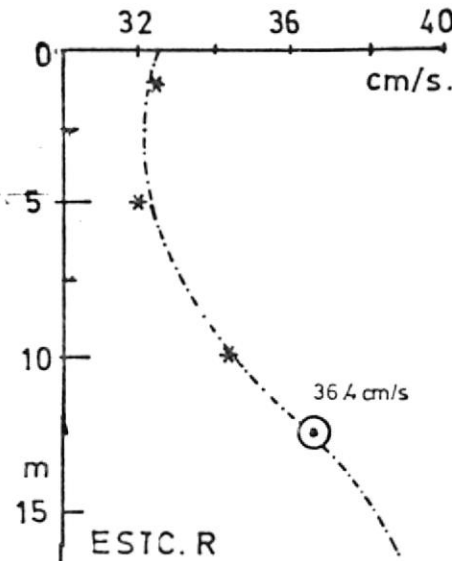
$V = 44.2 \text{ cm/s}$

PROF = 22 m

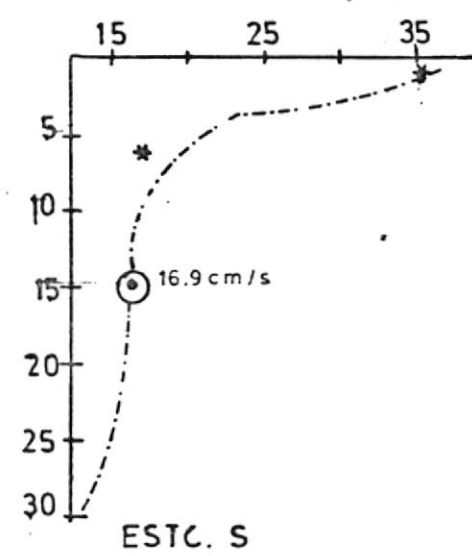
ESTACION T*

$V = 11.9 \text{ cm/s}$

PROF = 32 m



ESTC. R



ESTC. S

Fig 3.3

PERFILES DE VELOCIDAD EN EL
CANAL DE JAMBELI.

agua sobre estos coeficientes. Por esta razón hemos considerado la aplicación de la segunda forma de los coeficientes de difusión para las mismas estaciones analizadas en el método anterior, es decir los coeficientes considerados son los dependientes de la velocidad media y la profundidad.

Así mismo hemos considerado la aplicación del método a las diferentes estaciones en tramos para relacionar los valores de los coeficientes de difusión:

Tramo 1:

A lo largo del canal de Cascajal y del Morro

Estación D

$$N_z = 5 + 0.25 H U = 5 + 0.25 \times 7 \text{ m} \times 113.6 \text{ cm}^2/\text{sec} = 203.8 \text{ c}$$

$$K_z = 2.5 + 0.125 \times 7 \times 113.6 = 101.9 \text{ cm}^2/\text{sec}.$$

Estación B*

$$N_z = 5 + 0.25 \times 25 \times 162.5 = 1020.625 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

$$Kz = Nz/2 = 208.12/2 = 104.06 \text{ cm}^2/\text{sec}.$$

Estación A

$$Nz = 5 + 0.25 \times 10 \times 1.3 = 233.25 \text{ cm/sec}$$

$$Kz = 233.25/2 = 116.625 \text{ cm/sec}.$$

Estación 4.

$$Nz = 5 + .25 \times 15 \times 80 = 305 \text{ cm/sec}$$

$$Kz = 305/2 = 152.5 \text{ dm/sec}.$$

Tramo 2:

A la entrada del canal de Jambelí

Estación F*

$$Nz = 5 + 0.25 \times 23.9 \times 10 = 64.75 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

$$Kz = 2.5 + 0.125 \times 10 \times 23.9 = 32.375 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

Estación G

$$Nz = 5 + 0.25 \times 26.5 \times 6 = 51.375 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

$$Kz = 2.5 + 0.125 \times 6 \times 26.5 = 25.687 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

Estación H

$$Nz = 5 + 0.25 \times 6 \times 49.9 = 79.85 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

$$Kz = Nz / 2 = 39.92 \text{ cm}^2/\text{sec}.$$

Estaciones a la salida del canal de Jambelí

Estación U*

$$Nz = 5 + 0.25 \times 22 \times 44.2 = 248.1 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

$$Kz = Nz/2 = 124.05 \text{ cm}^2/\text{sec}.$$

Estación T*

$$Nz = 5 + 0.25 \times 32 \times 11.9 = 100.2 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

$$Kz = Nz/2 = 50.1 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

Estación R

$$Nz = 5 + 0.25 \times 25 \times 36.4 = 232.5 \text{ cm}^2/\text{sec}.$$

$$Kz = Nz/2 = 116.25 \text{ cm}^2/\text{sec}.$$

Estación S

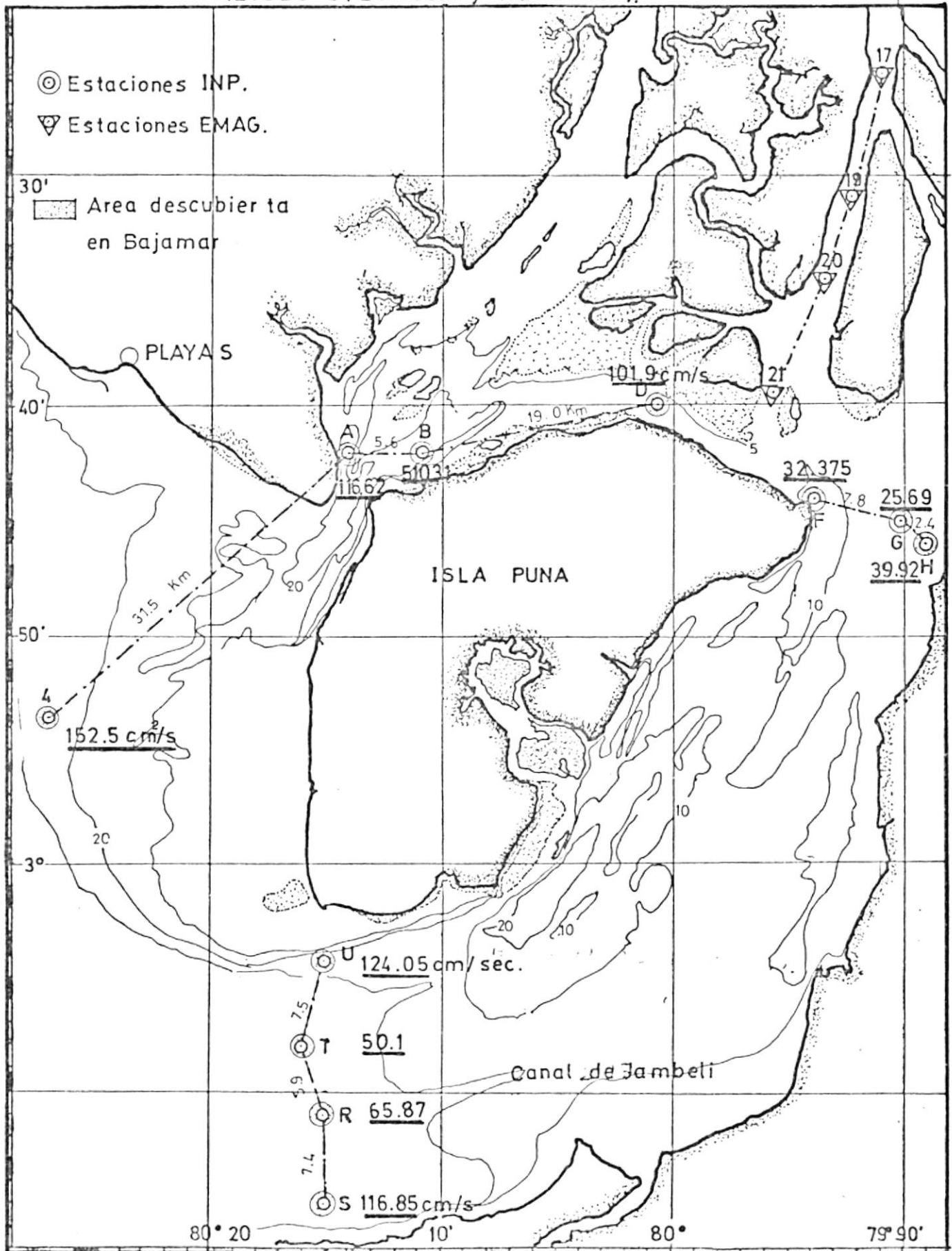
$$N_z = 5 + 0.25 * 30 * 16.9 = 131.75 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

$$K_z = N_z/2 = 65.87 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

Todos los valores de los coeficientes de difusión se los representa en la figura N° 3.4.

FIG. 3.4

VALORES DE COEFICIENTES DE DIFUSION SEGUN
METODO 2 (Bowden y Hamilton).



* 3.5. DESCRIPCION DEL METODO DEL DR. MANUEL CASTAGNINO PARA OBTENER LOS COEFICIENTES DE DISPERSION LONGITUDINAL

El Dr. Manuel A. Castagnino, asesor de Modelo de Calidad de Aguas de la EMAG, ha desarrollado un método muy práctico para la obtención de los coeficientes de dispersión el cual ha sido aplicado al estuario del Guayas.

Estos coeficientes posteriormente serán la base para la "calibración" del modelo de calidad de aguas.

Como ya se vió en la primera parte, en lo correspondiente a Dispersión, la ecuación de Continuidad para un flujo estable, aplicado a un estuario unidireccional, y considerando una sustancia conservativa como la salinidad es:

$$0 = \frac{ds}{s} - \frac{Q}{EA} dx \quad (74)$$

Y cuya solución era:

$$s = s_0 \exp \frac{Q}{AE} \quad (75)$$

Despejando el coeficiente de dispersión E:

- * Método de Castagnino basado en el modelo de los Dres. Abraham y de Robert Thoman, Harleman

$$\frac{s}{s_0} = e^{\frac{Q}{AE} x} \quad (76)$$

$$\ln \frac{s}{s_0} = \ln e^{\frac{Q}{AE} x} \quad (77)$$

$$\ln \frac{s}{s_0} = \frac{Qx}{EA} \quad (78)$$

$$E = \frac{Qx}{A \ln \frac{s}{s_0}} \quad (79)$$

Donde:

Q = caudal del flujo de agua dulce en m^3/sec

x = es la distancia en el sentido longitudinal del estuario.

A = es el área promediada entre las dos estaciones consideradas.

s_0 = es la salinidad en la estación inicial considerada.

s = es la salinidad en la estación final considerada.

3.5.1. Determinación de los datos

Caudales:

Fueron considerados constantes con un valor de $120.3 \text{ cm}^3/sec$, valor que ha sido dado por CEDEGE y que corresponden a un promedio de las épocas de verano en el período (1.970 - 1.980).

Longitudes x:

Las distancias entre estaciones fueron determinadas directamente sobre las cartas náuticas I.O.A. 107 y la 1071.

Áreas:

Las áreas de todas las secciones fueron determinadas en el Capítulo II, cuando se describió las secciones. Se usarán áreas promediadas de las dos secciones que intervienen en cada tramo.

Salinidades:

Obtenidos de los datos proporcionados tanto por el INP correspondientes a las salinidades en el canal del Morro en julio de 1.970; y las muestras para salinidad fueron tomadas cada 2.5 m. hasta profundidades de 10 m.

Cloruros:

Los datos utilizados para el tramo del río Guayas, son cloruros que fueron suministrados por la EMAG y corresponden a nuestras superficies tomadas en las estaciones en el período de 1.979 - 1.980.

Para efecto de nuestros cálculos es independiente considerar cloruros o salinidad.

La zona en la que se va a determinar y analizar los coeficientes corresponde al tramo entre Punta Piedra y la Isla Puná, con las estaciones de EMAG y otro tramo a lo largo del Canal de Cascajal y del Morro con las estaciones del INP.

Vale recalcar que a pesar de que los datos corresponden a diferentes años en la época seca, lo importante es la aplicación de los métodos para la obtención de los coeficientes de dispersión y establecer una relación entre dicho valor y las condiciones presentes en el estuario.

3.5.2. Aplicación del método al área de estudio

De la misma manera que hemos considerado en los demás métodos realizamos el análisis por tramos de características similares.

El método del Dr. Manuel Castagnino está basado en la solución de la ecuación de Continuidad, en cuya expresión final espera un área de comportamiento de crecimiento exponencial que es lo que generalmente sucede en los estuarios. En este caso se analizó las áreas en el capítulo anterior y se determinó que el crecimiento en el primer tramo pue

de considerarse ajustado a este crecimiento exponencial, no siendo esto para el segundo tramo el cual es bastante irregular, no obstante - aplicamos el método a los dos tramos para establecer una relación entre los resultados obtenidos.

Los datos que se van a utilizar para el cálculo se los resume en la siguiente tabla:

TABLA N° 3.10 .

DATOS PARA OBTENER LOS COEFICIENTES DE DISPERSION

ESTACION	C1-S%	x	Δx	Area m ²
17	12.161	0.0	10.15	18.877.5
19	14.786	10.15	6.80	19.092,5
20	16.155	16.95	9.90	29.335,0
21	17.522	26.85		
D	22.49	0.0	19.0	26.193
B	24.03	19.0	5.6	58.512.5
A	25.93	24.6	31.5	58.512.5
4	31.97	56.1		

RIO GUAYAS:

1. Estación 17 - 19:

$$Q = \text{promedio para época de verano} = 120.3 \text{ m}^3/\text{sec}$$

$$A = 18877 \text{ m}^2$$

$$\ln \frac{s}{s_0} = \ln \frac{14,786}{12,161} = 1,2158$$

$$E = \frac{120,3 \times 10150 \text{ m}}{18877 \times \ln 1,2158} = 330,96 \text{ m}^2/\text{sec}$$

$$E = 28,59 \text{ km}^2/\text{día}$$

2. Estación 19 - 20

$$E = \frac{120,3 \times 6800 \text{ m}}{19.092 \times \ln \frac{16,155}{14,786}} =$$

$$E = \frac{818.040}{19135 \times 0,08815} = 486,07 \text{ m}^2/\text{sec}$$

$$E = 486,07 \times \frac{60 \times 60 \times 24}{10^6} \text{ km}^2/\text{día} =$$

$$E = 41.99 \text{ km}^2/\text{día}$$

3. Estación 20 - 21

$$E = \frac{9.900 \times 120.3}{29335 \times \ln 1,084} = 503,34 \text{ m}^2/\text{sec}$$

$$E = 43,49 \text{ km}^2/\text{día}$$

Segundo Tramo:

Es el que se desarrolla a lo largo del canal de Cascajal y hasta la salida de la Isla Puñá.

Existe una gran diferencia entre este tramo y el anterior, ya que este se caracterizaba por ser de configuración más o menos uniforme (canal regular) por el contrario el segundo tramo es de un área muy irregular a la vez que difícil de definir, en este tramo las estaciones y datos son los suministrados por INP

Los resultados son los siguientes:

Tramo D-B

$$E = \frac{Q \Delta x}{A \ln c/c_0} \quad (80)$$

$$E = \frac{120.3 \times 19000}{26193.75 \times \ln \frac{24.03}{22.49}}$$

$$E = 1318,14 \text{ m}^2/\text{sec} \times \frac{60 \times 60 \times 24}{10^6}$$

$$E = 113,88 \text{ km}^2/\text{sec}$$

Tramo B-A

$$E = \frac{120.3 \times 5600}{58.512,5 \times \ln \frac{25.93}{24.03}}$$

$$E = 151.29 \frac{\text{m}^2}{\text{sec}} \times \frac{86400}{10^6}$$

$$E = 13.07 \text{ km}^2/\text{día}$$

Tramo A-4

$$E = \frac{120.3 \times 31500}{58512.5 \times \ln \frac{31.97}{25.93}}$$

$$E = 309.28 \times 86400$$

$$E = 26.72 \text{ km}^2/\text{día}$$

Los resultados se los resumen en el siguiente -
cuadro:

TABLA Nº 3.11.
RESUMEN DE LOS RESULTADOS DE COEFICIENTES DE DISPERSION
SEGUN METODO Nº 1*

TRAMO	x m	E Km ² /día
17 - 19	10.15 km	28.60 km ² /día
19 - 20	6.8 km	41.99
20 - 21	9.9 km	43.49
D - B	19 km	113.88
B - A	5.6 km	13.07
A - 4	31.5 km	26.72

Comparando los resultados de los dos tramos vemos que el primer tiene una secuencia lógica en cuanto a resultados ya que el coeficiente va aumentando a medida que aumenta la salinidad de las aguas, mientras que en el segundo tramo los coeficientes no tienen la secuencia esperada.

*Denominamos método 1 al método del Dr. Castagnino para obtener los coeficientes de dispersión.

3.6. DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO QUE PARTE DE LA ECUACIÓN DE CONTINUIDAD PARA UN CONTAMINANTE CONSERVATIVO Y UTILIZA EL GRÁFICO SALINIDAD Vs. DISTANCIA x , PARA LA OBTENCIÓN DE LOS COEFICIENTES DE DISPERSIÓN LONGITUDINAL.

Esta es una variación del método anterior ya que partimos de la misma ecuación básica.

$$Q = \frac{ds}{s} - \frac{Q}{EA} dx \quad (81)$$

con su solución:

$$s = s_0 \exp \frac{Q}{AE} \quad (82)$$

A partir de un método estadístico como es la regresión lineal para encontrar la mejor recta que pase por los puntos de una determinada función, determinaremos una constante que interviene en el cálculo.

Los puntos estarán dados por los datos de salinidad Vs. Distancia, la ecuación de esta recta estará dada por la forma:

$$y = Ax + B \quad (83)$$

Donde:

A es la pendiente de la recta;

B es el intercepto con el eje de las y

Según el método de regresión lineal los valores de A y B están dados por las siguientes fórmulas:

$$A = \frac{n\sum xy - \sum x \sum y}{n\sum x^2 - (\sum x)^2} \quad (84)$$

donde:

n es el total de pares ordenados que se consideran para el cálculo

$$B = \frac{y\sum x^2 - x\sum xy}{n\sum x^2 - (\sum x)^2} \quad (85)$$

Para hallar los valores de B y A se utilizó una calculadora Helwet Packard HP - 15C.

Y el coeficiente de correlación r está dado por:

$$r = \frac{\text{Cov}(x,y)}{\sigma(x)\sigma(y)} \quad (86)$$

Este coeficiente deberá ser mayor que 0.85 para que la ecuación obtenida sea representativa de los puntos da

dos.

Otra vez se ha considerado la aplicación del método en los estuarios el uno en el río Guayas y el segundo a la salida del golfo de Guayaquil por el canal del Morro.

3.6.1. Obtención de los datos

Para este método se utilizará básicamente los mismos datos de la tabla N° 3.15.

Faltaría determinar los valores de m en cada tramo así como su correspondiente r que deberá ser mayor que 0,85 para ser válido el valor de m .

1. En un papel semilog graficamos los datos de salinidad Vs. distancia para ambos tramos.
2. Ingresando los datos en cada tramo a la calculadora de salinidad y la distancia x , obtenemos los valores de B , m y r para cada uno de los gráficos.

Los gráficos N° 3.5 y 3.6, representan los valores necesarios para el cálculo de los coeficien

FIG. 3.6 REGRESION LINEAL EN LAS ESTACIONES DEL RIO GUAYAS.

PTA. PIEDRA - ISLA VERDE

$$Y = Ax + B$$

$$m = A = 0.20$$

$$B = 12.459$$

$$r = \text{Coeficiente de Correlacion} = 0.9883$$

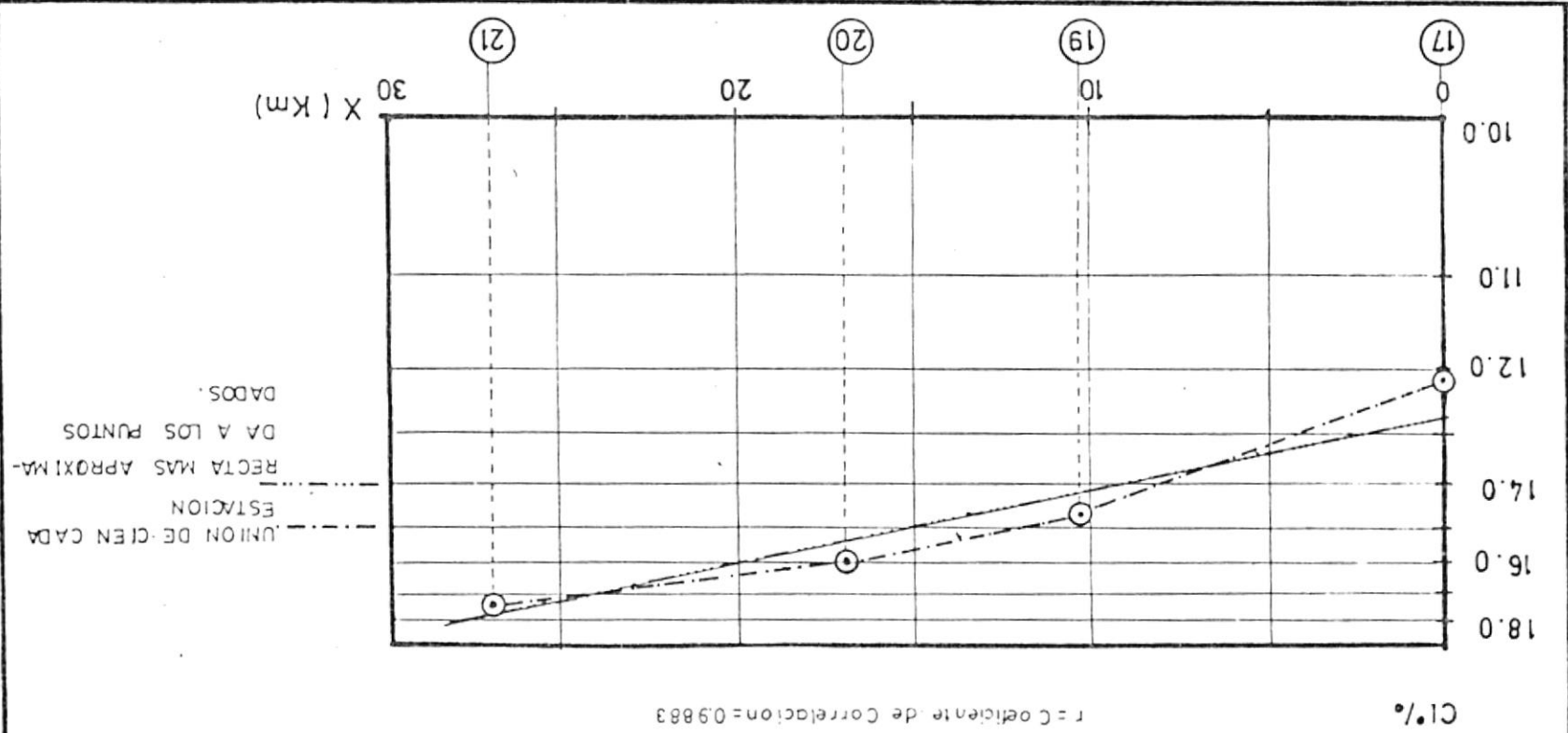
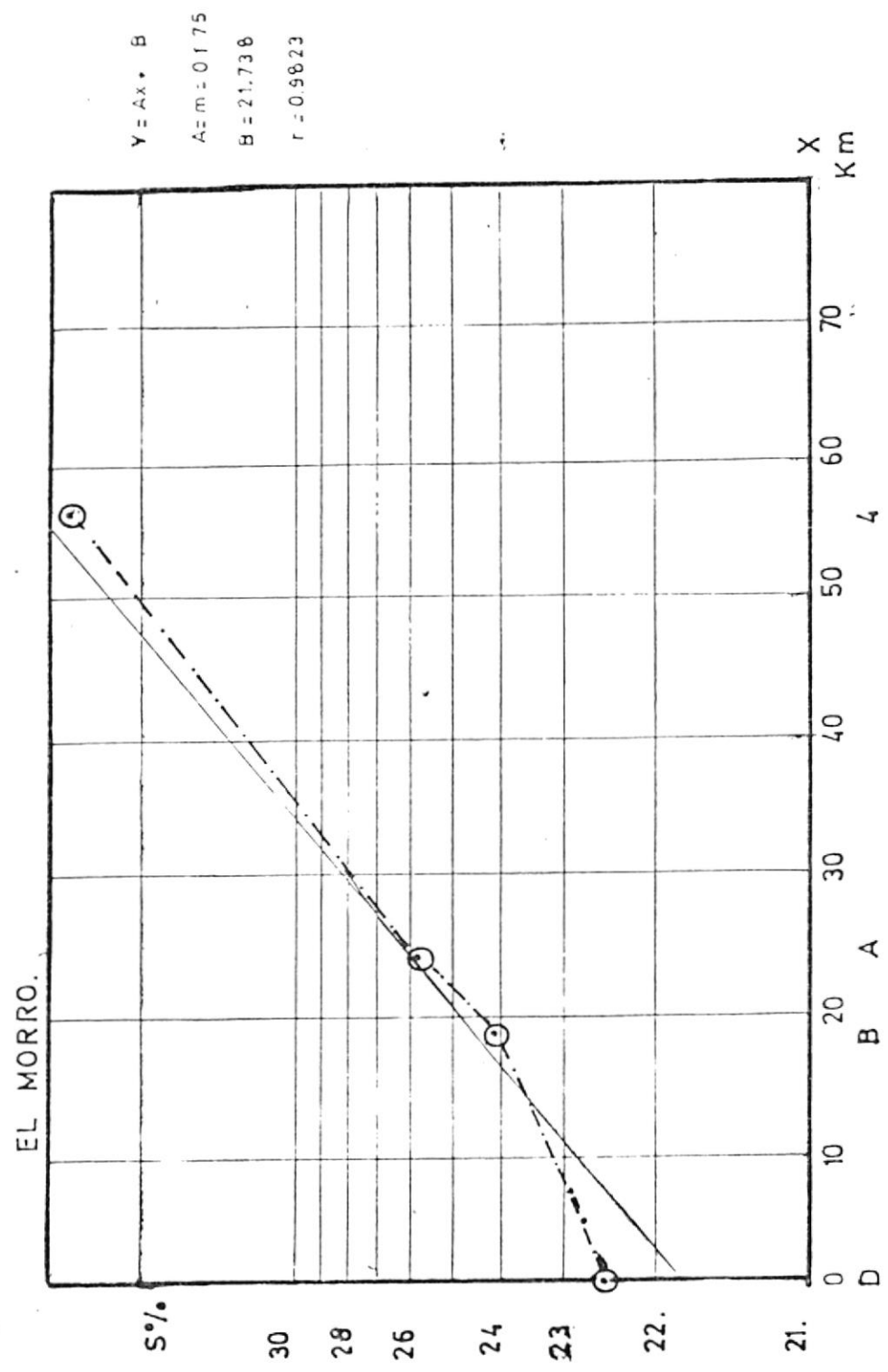


FIG.3.7 REGRESION LINEAL DE LAS ESTACIONES EN EL CANAL DE CASCAJAL Y EL MORRO.



Aplicación del método

De la solución de la ecuación de continuidad y con los gráficos en Semilog de salinidad Vs. - tiempo se ha determinado que la pendiente de la ecuación de la recta de cada uno de los gráficos es igual a:

$$m = \frac{Q}{AE} \times x \quad (87)$$

$$E = \frac{Q}{Am} \times x \quad (88)$$

con las siguientes unidades $E = \frac{D^2}{t}$

En este método x es la distancia que existe entre la primera estación de cada tramo y las siguientes:

Tramo 17 - 19

$$E = \frac{120.3 \times 10150}{18877 \times 0.20} = 323.42 \text{ m}^2 \text{ sec} \times \frac{60 \times 60 \times 24}{10^6}$$

$$E = 27.94 \text{ km}^2/\text{día}$$

Tramo 19 - 20

$$E = \frac{120.3 \times 16950}{19042 \times 0.20} = 534.01 \times 86400$$

$$E = 46.13 \text{ km}^2/\text{día}$$

Tramo 20 - 21

$$E = \frac{120.3 \times 26850}{29335 \times 0.20} = 550.54 \times 86400$$

$$E = 47,56$$

En las estaciones saliendo al Golfo de Guayaquil:

Tramo D-B

$$E = \frac{120.3 \times 19000}{26193.75 \times 0.1752} = 498.07 \times 86400$$

$$E = 43.03 \text{ km}^2/\text{día}$$

Tramo B-A

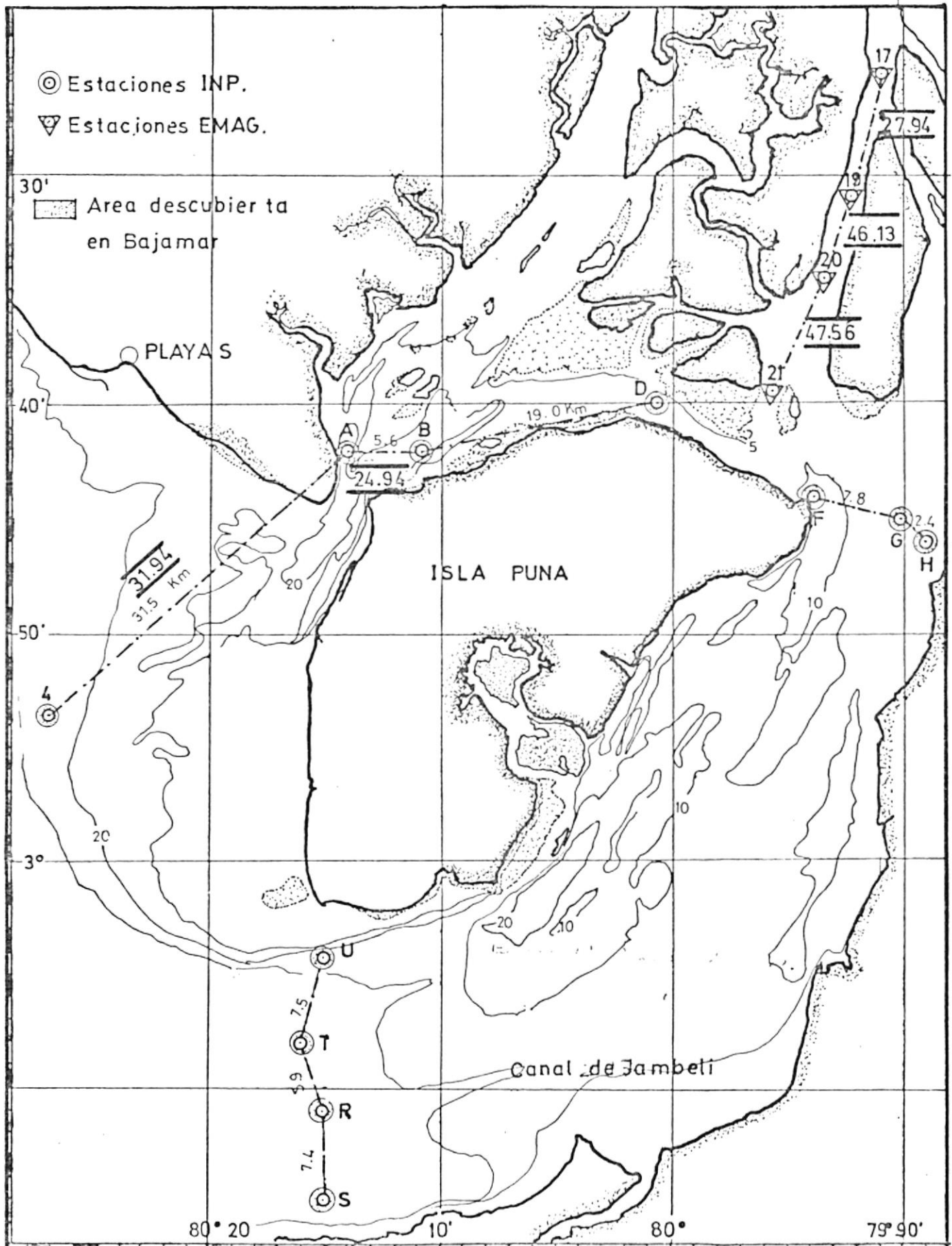
$$E = \frac{120.3 \times 24600}{58512.5 \times 0.1752} = 288.68 \quad 86400$$

$$E = 24.94 \text{ km}^2/\text{día}$$

Tramo A-4

$$E = \frac{120.3 \times 31500}{58512.5 \times 0.1752} = 369.65 \quad 86400$$

FIG. 3.8 COEFICIENTES DE DISPERSION SEGUN METODO 2
(GRAFICO).



3.7. DESCRIPCION Y APLICACION DEL METODO DE BOWDEN PARA LA OBTENCIÓN DEL COEFICIENTE DE DISPERSION LONGITUDINAL

En la parte teórica se definió que el efecto de dispersión en un estuario presentaba dos efectos importantes como el de marea y el debido a la circulación neta del estuario.

La formulación básica para la descripción de estos dos efectos en términos de la variación de la salinidad observada en un estuario han sido dadas por Bowden. En el cual no se han considerado contribuciones laterales, para el coeficiente de difusión de marea K_{xt} :

$$K_{xt} = \frac{S_{ind}}{4} C^2 T \quad (89)$$

Donde:

C es la amplitud de la salinidad

T es el período de marea diurna o semidiurna

y para la difusión por circulación neta K_{xc} :

$$K_{xc} = \frac{0.03 V S^2 h^2}{N_z} \quad (90)$$

Donde:

N_z es el coeficiente de viscosidad (Eddy) vertical

h profundidad del agua

V velocidad media

El coeficiente de dispersión efectiva K_x , es simplemente la suma de las ecuaciones (88) y (89).

$$K_x = K_{xt} + K_{xc} \quad (91)$$

Este coeficiente también puede ser expresado en términos de simples cantidades observables oceanográficamente a través de una sección promedio.

Siendo la ecuación:

$$K_x = \frac{R_{so}}{Ads/dx} \quad (92)$$

La ecuación (91) ha sido ampliamente aplicada, y da una simple y directa expresión para la determinación del coeficiente de dispersión longitudinal K_x a partir de cantidades observables.

En general podemos esperar que de la Ecuación (91) K_x aumente hacia la desembocadura para cualquier estuario dado, dependiendo también del gradiente longitudinal de salinidad.

Identificación y obtención de las variables:

$$R = Q = \text{caudal de agua dulce } 120.3 \text{ m}^3 \cdot \text{sec.}$$

S_0 = salinidad inicial en cada tramo a analizarse, estos valores se encuentran en la tabla N° 3.15 .

Δs = diferencia de salinidad entre estaciones

x = diferencia de longitud entre las estaciones consideradas.

A = área promedio entre estaciones, igual a las áreas utilizadas en los métodos anteriores.

CALCULOS

Tramo 17 - 19

$$E = \frac{120.3 \times 12,161 \times 10150}{18877 \times 2.625}$$

$$E = 299,66 \times 86400 \times 10^6 = 25.89 \text{ Km}^2/\text{día}$$

Tramo 19 - 20

$$E = \frac{120.3 \times 14.786 \times 6800}{19092 \times 1.369}$$

$$E = 462.77 \times 0.864$$

$$E = 39.98 \text{ km}^2/\text{día}$$

Tramo 20 - 21

$$E = \frac{120.3 \times 16.155 \times 9900}{29335 \times 1.367}$$

$$E = 479.79 \times 0864$$

$$E = 41.45 \text{ km}^2/\text{día}$$

En las estaciones saliendo a través del canal del Morro:

Tramo D-B

$$E = \frac{120.3 \times 22.49 \times 19000}{26193.75 \times 2.625}$$

$$E = 747.62 \times 0.0864$$

$$E = 64.59 \text{ km}^2/\text{día}$$

Tramo B-A

$$E = \frac{120.3 \times 24.03 \times 5600}{58512.5 \times 1.90}$$

$$E = 145.61$$

$$E = 12.58 \text{ km}^2/\text{día}$$

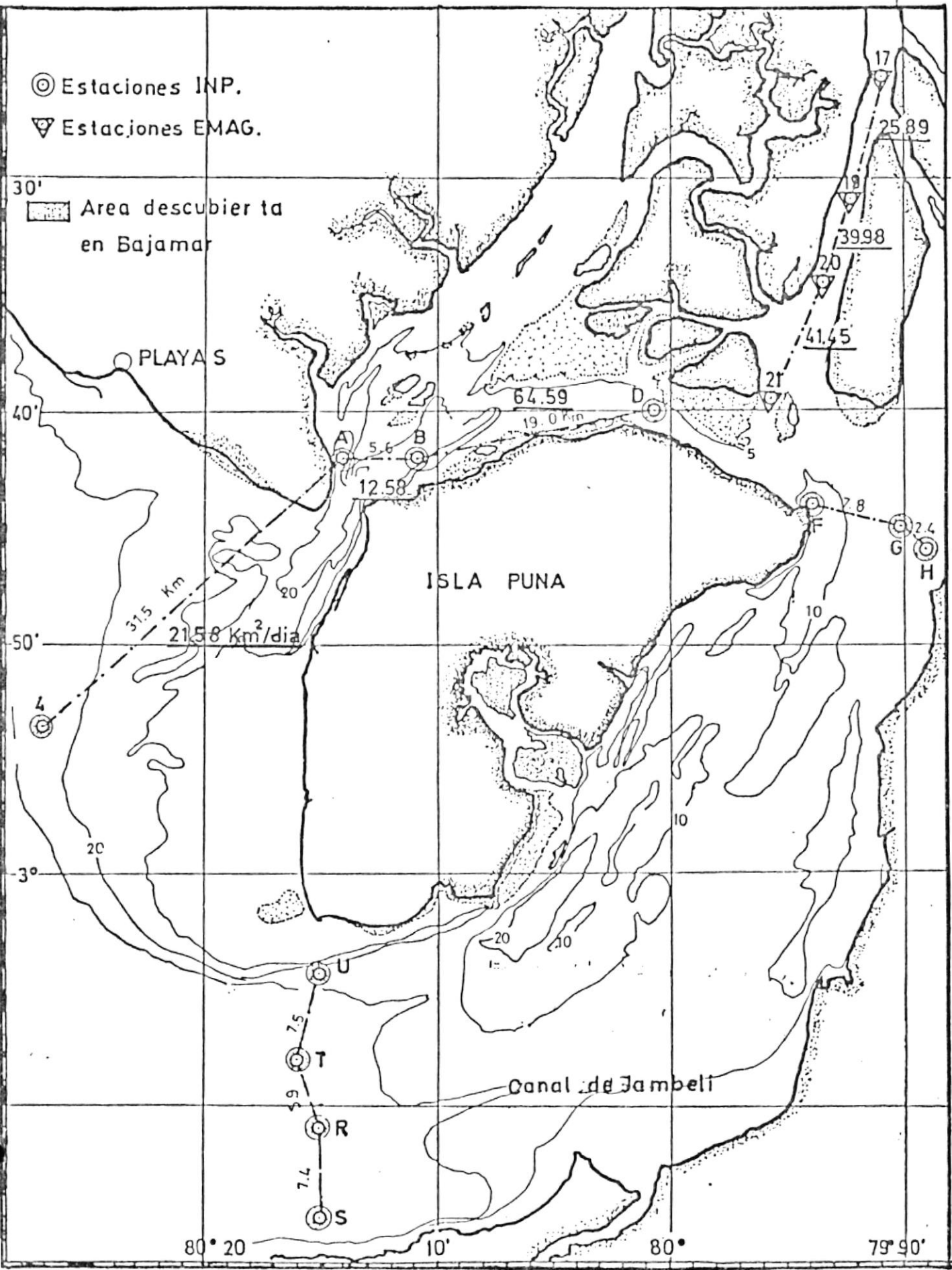
Tramo A-4

$$E = 120.3 \times 16155 \times 9150$$

$$58512 \times 6.04$$

$$E = 249.84 \times 0.864 = 21.58 \text{ km}^2$$

FIG. 3.9 COEFICIENTES DE DISPERSION SEGUN METODO 3 (BOWDEN).



CAPITULO IV

ANALISIS DE LOS RESULTADOS

4.1. ANALISIS Y COMPARACION DE LOS VALORES OBTENIDOS PARA LOS COEFICIENTES DE DIFUSION POR LOS DOS METODOS DA
DOS

Como se pudo observar, en el Capítulo I, la difusión es tá definida como la "dispersión" de una propiedad - del fluido sin que exista transferencia neta de la masa del fluido mismo.

El primer método consideraba como base la ecuación de Continuidad aplicada al tipo de mezcla característico del estuario tomando en cuenta gradientes horizontales y verticales de salinidad, el segundo método en cambio consideraba un estuario regular, donde K_z depen día de la velocidad y de la profundidad del agua, sin considerar los gradientes de salinidad.

En ambos métodos el cálculo se desarrolló en las es

taciones proporcionadas por INP, ya que eran las únicas que tenían datos de velocidades necesarios para el cálculo, los resultados de ambos métodos los resumimos en la siguiente tabla:

TABLA N° 4.1.

VALORES DE LOS COEFICIENTES DE DIFUSION SEGUN LOS METODOS -
ENUNCIADOS

ESTACIONES	x km	K z	
		Método 1	Método 2
D	0.0		101.90 cm ² /sec
		128.18	
B	19.0		510.312
		533.03	
A	24.6		116.625
		102.82	
4	56.10		152.5
F	0.0		32.375
		28.175	
G	7.8		25.691
		55.223	
H	10.2		39.92
U	0.0		124.05
		6.26	
T	7.5		50.1
		3.01	
S	13.4		116.85
		13.125	
R			65.87

Hemos denominado "método 1" al que considera al tipo de mezcla y dirección de corriente predominante, y el "método 2" al dado por Bowden y Hamilton (1.970). Para objeto de comparación de valores se ha subdividido en tres zonas; la zona del canal de Cascajal y el del canal del Morro, otra sección con las estaciones a la entrada y salida del canal de Jambelí.

El "método 1", obtiene valores promedios entre las estaciones analizadas mientras que el "método 2" determina valores puntuales en cada estación.

4.1.1. Análisis de los valores obtenidos en el canal de Cascajal y en el canal del Morro

Según Bowden (1.970), cuando el coeficiente de difusión K_z alcanza un orden de magnitud de $100 \text{ cm}^2/\text{sec}$, ocurre que la mezcla puede ser completa en una profundidad de 10 m. y que ésta tiene lugar en aproximadamente una hora.

En este tramo los valores de los coeficientes de difusión son de un orden de magnitud de $128,18 \text{ cm}^2/\text{sec}$, para el primer método, y para el segundo método se obtuvo $101,9 \text{ cm}^2/\text{sec}$, es decir que los dos métodos obtienen valores del mismo orden de magnitud para las estaciones D-B. Si queremos aplicar el criterio de Bowden, veremos que en realidad la salinidad entre estas estaciones no presenta variaciones en el sentido z en una profundidad de 10 m., y que las velocidades son consideradas favoreciendo al proceso de mezcla.

En el siguiente tramo B-A ocurre que el valor de los coeficientes aumenta casi 5 veces ($533.03 - 510.312 \text{ cm}^2/\text{sec}$), evidenciando fuertes procesos de

difusión y por tanto mezcla vertical, analizando las características de este tramo hemos determinado que este ocurre por las siguientes razones:

- a. La zona del canal del Morro se caracteriza por la presencia de bajos, así también de remolinos que aumentarán el proceso de turbulencia y por tanto los coeficientes de difusión que son parámetros de dichos procesos.
- b. Al ir disminuyendo las áreas al acercarse al estrecho canal del Morro, las velocidades au mentan lo que también constituye una de las razones de que k_z aumente considerablemente - ya que depende de la velocidad.

Alejándose del canal del Morro las velocidades van disminuyendo y las áreas aumentan - considerablemente ya que entramos al Golfo de Guayaquil, en cuanto a la salinidad la columna de agua ya no es tan homogénea, todo lo cual produce que el K_z disminuya a un orden de magnitud de $100 \text{ cm}^2/\text{sec.}$ ($102.82 - 116.625 \text{ cm}^2/\text{sec.}$). Sabemos que a mayor K_z menor es el tiempo a que se distribuye el contaminante, según la expresión dada por Bowden y Hamilton (1.975):

$$\sigma_z^2 = 2 K_z t \quad (93)$$

y por lo tanto:

$$K_z = \frac{\sigma_z^2}{2t} \quad (94)$$

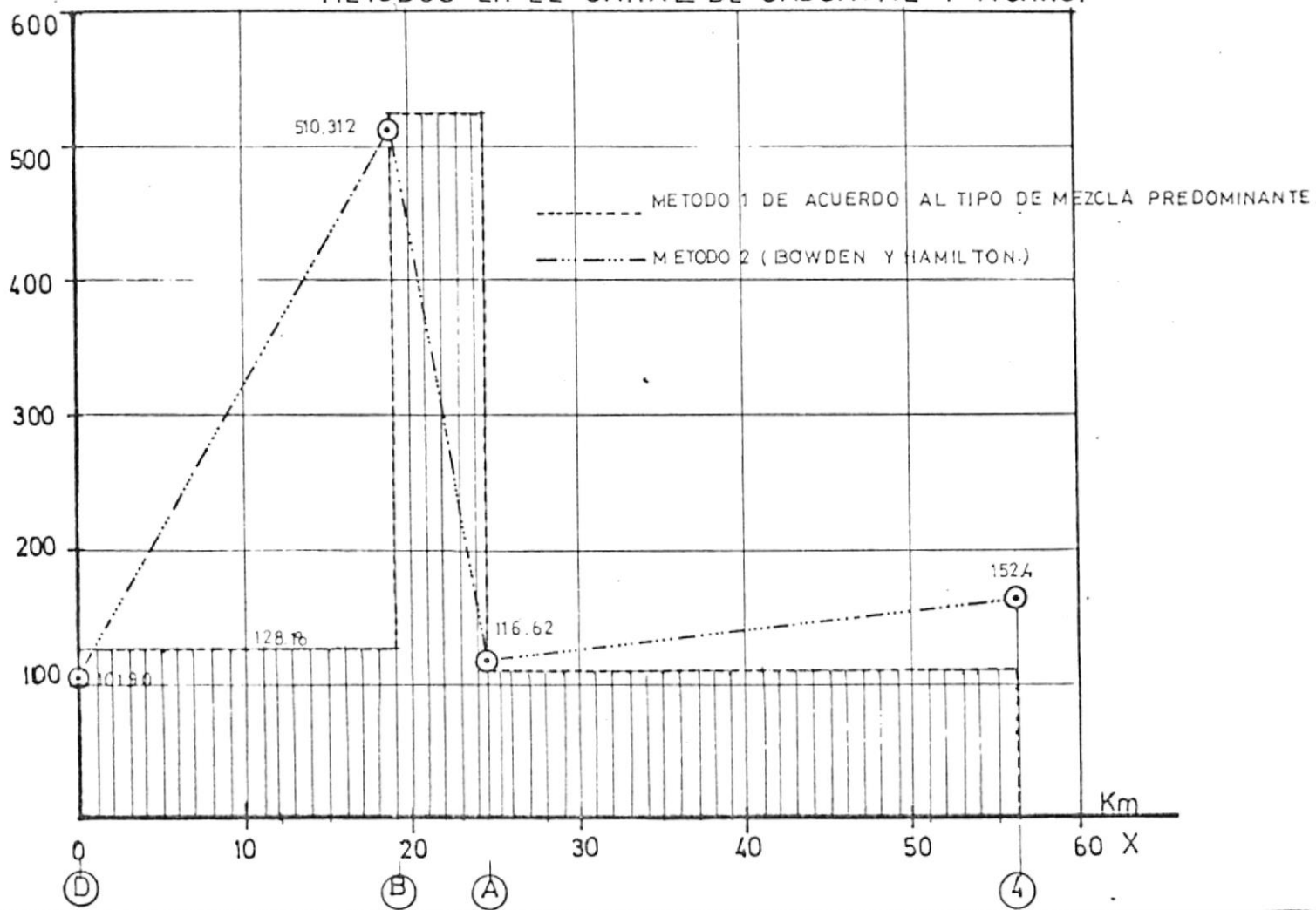
σ_z = es la desviación standart determinada por la profundidad a la cual el contaminante se distribuye.

t = tiempo en el cual el contaminante se distribuye.

En la figura N° 4.1 , se representan los valores obtenidos por ambos métodos, donde se aprecia que los resultados a pesar de no ser exactos - son del mismo orden de magnitud, indicando en todo el canal del Cascajal un buen proceso de difusión, que aumenta considerablemente en el Morro de mostrando fuertes procesos de turbulencia para luego volver a bajar el coeficiente al disminuir las velocidades de las corrientes y aumentar el área de distribución del contaminante al salir al Golfo de Guayaquil.

K
cm²/s.

FIG. 4.1 VALORES DE COEFICIENTES DE DIFUSION SEGUN LOS DOS METODOS EN EL CANAL DE CASCAJAL Y MORRO.



4.1.2. Análisis de los valores obtenidos en el canal de Jambelí

Consideramos la sección a la entrada del canal de Jambelí con las estaciones F, G, H.

Una de las características de esta zona es que las velocidades han disminuído en comparación con las del Morro, y además la columna de agua presenta mayores variaciones en lo que se refiere a salinidad, como se vió en la descripción del área en el Capítulo II.

De acuerdo al "método 1", el valor promedio entre las dos estaciones (F-G) del coeficiente de difusión es de $28,175 \text{ cm}^2/\text{sec}$, y los valores puntuales en cada estación dados por el método 2, están en el rango de 32, 37 y $25,69 \text{ cm}^2/\text{sec}$, es decir que aunque hay diferencia se encuentran en el mismo orden de magnitud.

Esta reducción del coeficiente de difusión K_z va asociado también con un aumento de profundidad, que junto con la disminución de la velocidad hace que el proceso de difusión de un contaminan

te en esta zona sea más lento que en el canal del Morro.

Entre las estaciones G-H se produce un aumento en la diferencia de los valores de los coeficientes de difusión entre un método y otro. Así mientras en método 1 los valores del coeficiente de difusión suben a $55,23 \text{ cm}^2/\text{sec}$ en el método 2 los valores son de $27,0 \text{ cm}^2/\text{sec}$.

Esta diferencia de casi el 50 % se debe a que el método 2 se ve limitado al no considerar los gradientes de salinidad ni en el sentido vertical, ni en el horizontal, que si son considerados por el método 1. Existiendo un buen gradiente horizontal de salinidad que provoca un aumento en el coeficiente de difusión.

Sin embargo, en ambos métodos los valores de los coeficientes de difusión están en el orden de las decenas, según Bowden (1.975), cuando esto ocurre nos encontramos con un estuario donde los procesos de difusión y turbulencia tendrán una duración de varias horas, existiendo estratificación en la columna de agua.

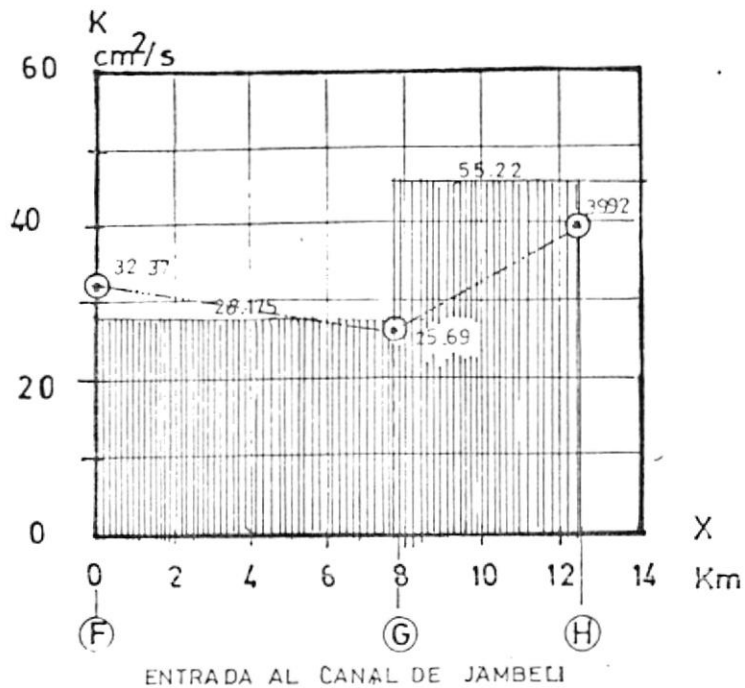
En realidad en este tramo la estratificación no está fuertemente definida y es por esto que los coeficientes de difusión se reducen pero no a valores pequeños (Ver figura N°4.2).

Faltaría analizar el último tramo correspondiente a la salida del canal de Jambelí con las estaciones U,T,R,S.

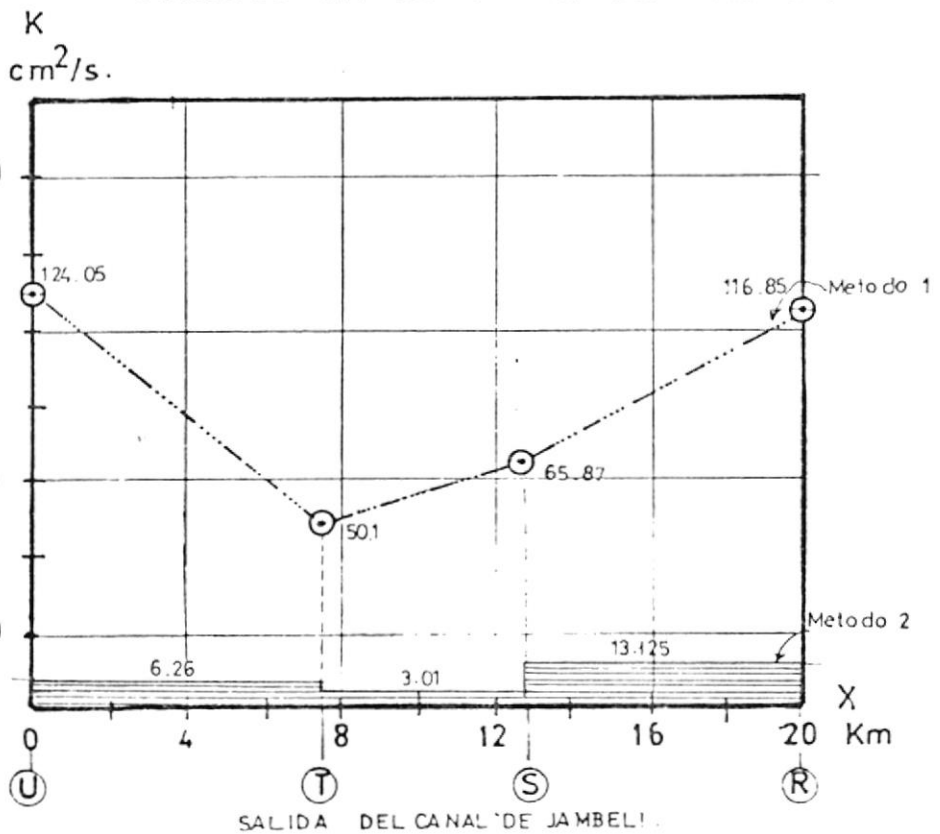
En este tramo se observa una notable diferencia entre los dos métodos, mientras que en el método 1 obtenemos valores que van desde los 3 a $13 \text{ cm}^2/\text{sec}$, en el método 2 los valores son obtenidos en el orden de 50 a $124 \text{ cm}^2/\text{sec}$, para los coeficientes de difusión.

Al analizar las características de este sector - así como la aplicación de cada uno de los métodos, hemos determinado que las principales razones para esta gran diferencia son:

- a. El método está condicionado a estuarios de profundidades no mayores a 16 - 18 m., pero en este tramo las profundidades oscilan entre 22 y 32 m.



4.2 .
 FIG. COEFICIENTES DE DIFUSION SEGUN LOS 2
 METODOS EN EL CANAL DE JAMBELI.



b. En este tramo, según los perfiles de salinidad del Capítulo II, correspondientes a estas estaciones, se determinó una gran variación de la salinidad en el sentido z, por lo que esta zona correspondería a una fuertemente estratificada en el mes en que se tomaron los datos de salinidad, y por lo tanto los valores de los coeficientes de difusión deberían esperarse más bien del orden de las decenas.

Por lo tanto, el valor lógico y aceptable es el dado por el método 1 que considera el tipo de mezcla, y los gradientes tanto horizontales como verticales. Según este método los valores de los coeficientes de difusión para este sector son de 3 - 13 cm^2/sec , lo que según el criterio de Bowden (1.975), indica que los procesos de difusión en este tramo son mucho más lentos - que en las estaciones anteriores y cuyo período de mezcla puede durar hasta más de un día, lo cual si podría darse en estas estaciones, ya - que el volumen de agua en el cual se realiza - la mezcla es muy grande, las velocidades son bajas y los gradientes verticales son grandes.

4.2. ANALISIS Y COMPARACION DE LOS VALORES OBTENIDOS PARA LOS COEFICIENTES DE DISPERSION POR LOS TRES METODOS DADOS.

La importancia del coeficiente de dispersión E es que no solamente determina la difusión asociada con la mezcla turbulenta sino que también incluye la dispersión debido a los gradientes de velocidad y a las diferencias de densidad, de tal manera que generalmente a mayores valores de dispersión E mayores se rán la concentración del contaminante dispersado,

Según Bowden cuando nos encontramos en aguas poco salinas el coeficiente de dispersión están en el rango de 1 - 15 millas²/día.

En el presente trabajo se utilizaron tres métodos para obtener los coeficientes de dispersión.

- a. El del Dr. Manuel Castagnino , asesor de la EMAG.
- b. Utilizando como base la ecuación de Continuidad para un contaminante conservativo, y por medio del gráfico $S\%$ Vs. x , a este método lo citaremos como el método Gráfico.
- c. A partir de una expresión determinada por Bowden -

con cantidades físicamente determinables.

Estas tres formas de calcular E fueron aplicados sobre dos tramos, el uno en el río Guayas desde Punta Piedra hasta la Isla Puná y el otro a través de todo el canal de Cascajal y del canal del Morro saliendo al Golfo de Guayaquil.

Los resultados de los tres métodos se los resume en la siguiente tabla:

TABLA N° 4.2.

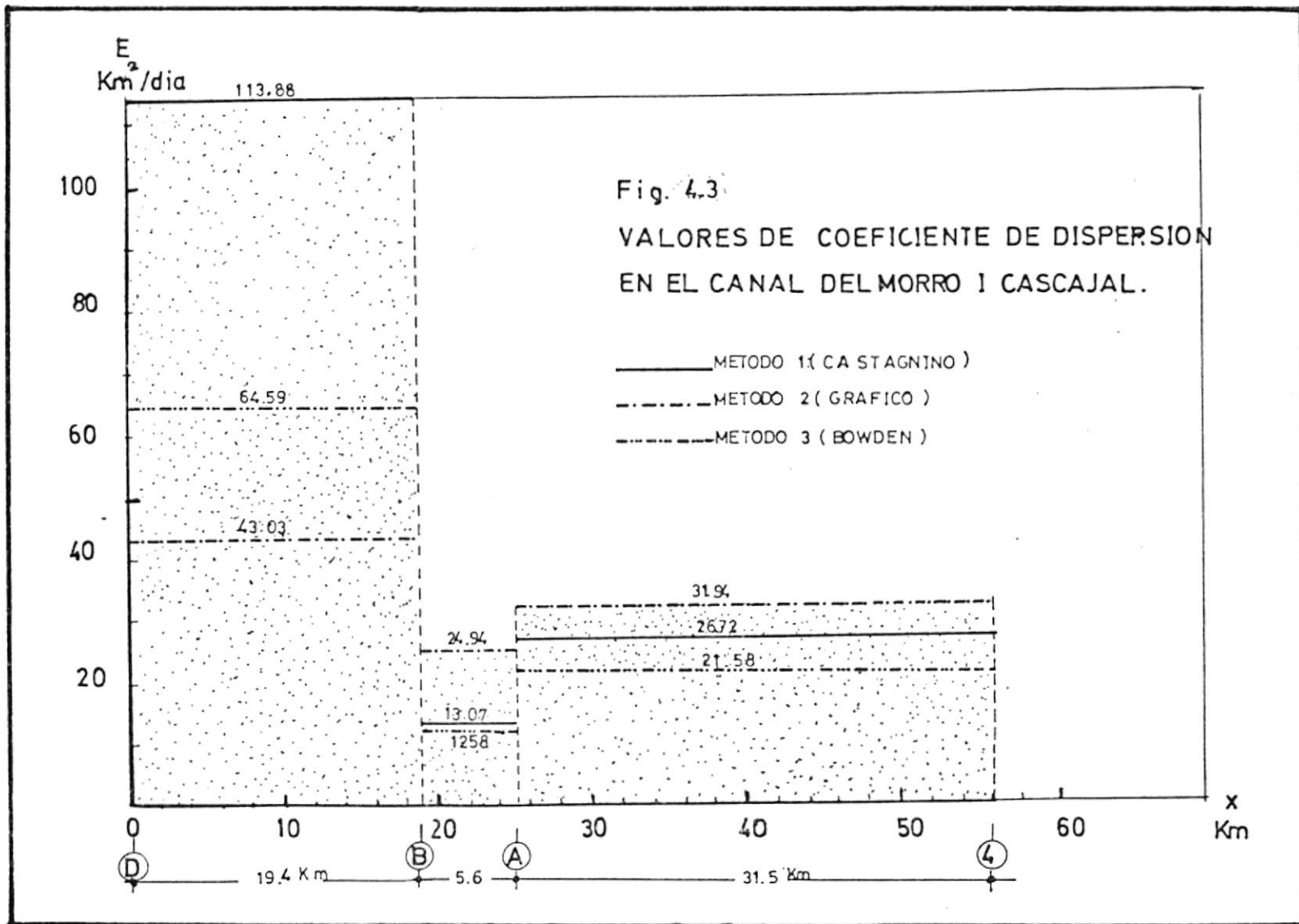
VALORES DE LOS COEFICIENTES DE DISPERSION SEGUN TRES METODOS

ESTACION	x	CASTAGNINO	GRAFICO	BOWDEN
Primer tramo: Río Guayas				
17 - 19	10	28.60km ² /día	27.94km ² /día	25.89km ² /día
19 - 20	6.5	41.99	46.13	38.98
20 - 21	10	43.48	47.56	41.45
Segundo Tramo: Canal de Cascajal y del Morro				
D - B	19	113.88	43.03	64.59
B - A	5.6	13.07	24.94	12.58
A - 4	31.5	26.73	31.94	21.58

4.2.1. Análisis de los resultados del tramo Punta Piedra - Isla Verde

Los resultados del primer tramo se representan en la figura N° 4.3, donde se puede apreciar - que la diferencia entre los tres métodos no es grande, siguiendo los tres métodos un crecimiento de los valores de los coeficientes de dispersión a medida que se aleja de la estación inicial que es en el sentido de aumento de la salinidad del estuario.

El coeficiente de dispersión está directamente - relacionado con los gradientes de salinidad longitudinal, el caudal del río (agua dulce), y la geometría del estuario. En nuestro caso hemos considerado el caudal de agua dulce un valor constante de $120.3 \text{ cm}^3/\text{sec}$, proporcionado por CEDEGE y que corresponda a un promedio de las épocas de verano. En cuanto al área esta se consideró promediada para cada tramo y donde se manifiesta un crecimiento, más bien regular hasta salir a la Isla Puná, los fuertes gradientes de salinidad también van creciendo en el sentido de salida del canal, y las distancias entre estaciones son aproximadamente del



mismo orden de magnitud.

De acuerdo a las características presentes en este tramo del estuario, los valores de los coeficientes de Dispersión son grandes (25,89 - 28,60 $\text{Km}^2/\text{día}$), tanto por efecto del gran caudal, como de los gradientes de salinidad de este tramo, además los coeficientes de dispersión van aumentando en el sentido de salida del canal.

4.2.2. Análisis de los resultados en el canal de Cascajal y del Morro

Quando se hizo la descripción física del sector en estudio (Capítulo II), se observó la irregularidad de este sector, tanto en lo correspondiente a la limitación de las áreas como en la batimetría, la llegada de un ramal de estero Salado complica más el sector para poder determinar exactamente las áreas, factor del cual van a depender los coeficientes de Dispersión.

En la figura N° 4.4., se graficaron los valores de los coeficientes obtenidos por los tres métodos, donde se observa que entre las estaciones D-B

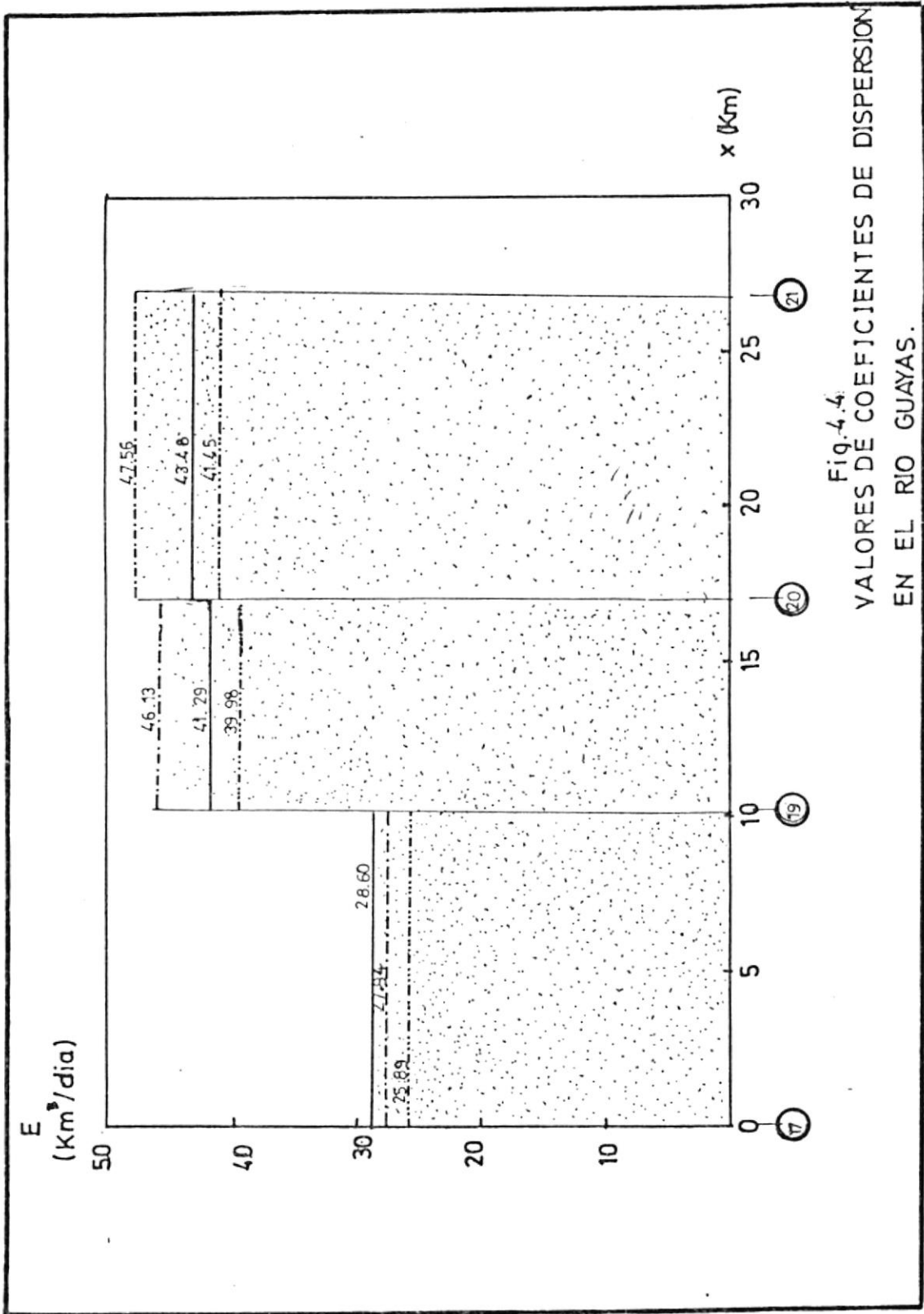


Fig. 4.4.
VALORES DE COEFICIENTES DE DISPERSION
EN EL RIO GUAYAS.

(113.88 - 43.03 - 64.59 Km²/día) y B-A(13.07 - 24.94 - 12.58 Km²/día), es donde se producen las mayores irregularidades, y entre las estaciones A-4 (26.73-31.94 - 21.58 Km²/día), los valores tienden a tener menos variaciones entre los tres métodos.

En general los coeficientes de dispersión aumentan a medida que se avanza hacia la desembocadura del estuario, esto es al llegar al océano con sus aguas de mayor salinidad, pero esto no siempre sucede así ya que no solo depende de la salinidad sino del área y la forma del estuario.

En nuestro caso podemos apreciar que los valores de E no se ajustan a una secuencia esperada, las razones para que esto ocurra está determinada en los siguientes factores:

- a. Las áreas que son utilizadas en el cálculo, son bastantes irregulares por la presencia de bajos, tanto en el interior del canal como rodeando la zona de tierra firme, provocando límites indefinidos que afectaran a la precisión de las áreas.

b. Por efecto mismo de que las áreas no van creciendo como sucede en el río Guayas, los coeficientes de dispersión presentarán grandes variaciones de un tramo a otro.

Del mismo gráfico N° 4.4., se determina una gran diferencia de resultados entre los tres métodos, siendo el denominado método gráfico el que obtiene valores que varían mucho de los obtenidos por los otros dos. Entre las razones para que esto suceda es que dicho método utiliza como base la ecuación de Continuidad y su solución sumiendo un área constante o en su defecto crecimiento exponencial, lo cual no sucede en este tramo por las características propias del estuario, ya que empieza como un canal que luego se ensancha para recibir las aguas del ramal del Estero Salado, se estrecha en el Canal del Morro para por último, crecer completamente saliendo al Golfo de Guayaquil.

El método gráfico, como fue aplicado en este trabajo debería de ser constante y al no presentar estas características los valores obtenidos no

son representativos del sector analizado.

El método de Castagnino parte de la misma solución de la Ecuación de Continuidad y espera un crecimiento exponencial de las áreas, lo cual tampoco se cumple para este tramo.

En la figura N°2.22., se representan los valores de las áreas Vs. distancia en papel semilog, tanto para el primer tramo como para el segundo, en el cual se aprecia el crecimiento, irregular del tramo Cascajal - Morro.

Si tanto el Método de Castagnino como el gráfico, se encuentran limitados por las condiciones de áreas constantes o de crecimiento exponencial, los resultados del segundo tramo deberían verificarse.

El tercer método que es el de Bowden, ha sido ampliamente aplicado a gran cantidad de estuarios con muy buenos resultados y en el cual no se restringe el comportamiento de las áreas de estuario en análisis.

Los resultados obtenidos por los tres métodos -

siguen un mismo comportamiento, a pesar de todo, ya que en el tramo D-B se manifiestan valores grandes de E que son lógicos al ir aumentando la salinidad del Estuario, indicando un buen grado de mezcla y difusión del contaminante, justamente donde se obtuvieron valores medios para los coeficientes de difusión.

En el tramo B-A los valores de la difusión se reducen considerablemente para los tres métodos a un orden de magnitud de $10 - 20 \text{ cm}^2/\text{sec}$, debido a que en esta zona el área se presenta muy irregular y las distancias entre estas estaciones son de apenas 5,6 km, ya que la dispersión está dada por un promedio espacial, incidiendo directamente sobre el valor del coeficiente.

En el último tramo A-4 en todos los métodos los valores de E suben un poco manteniéndose en el mismo rango, asociado con una gran distancia entre estaciones, indicando un buen grado, de dispersión en este tramo y a lo largo de todo el canal de Cascajal y del Morro.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El objetivo de este trabajo era determinar los coeficientes de Difusión y Dispersión en un tramo del estuario - del río Guayas desde Punta Piedra en el río Guayas hasta la salida al Golfo de Guayaquil por el canal del Morro y de Jambelí. Para luego establecer una relación entre los valores obtenidos y las características existentes en el tramo correspondiente tanto de mezcla, como de distribución de salinidades.

Los valores correspondientes a los coeficientes de difusión fueron obtenidos usando datos correspondientes a julio de 1.975 (INP), y los de Dispersión con los datos de esa misma época y los correspondientes a los años 1.979 - 1.980 (EMAG), en los dos casos los caudales utilizados a la época seca.

Para la obtención de los coeficientes de difusión se realizaron dos métodos, con los cuales se determinaron las siguientes conclusiones:

1. El primer método usado parte de la solución de la segunda Ley de Fickian, y considera el tipo de mezcla - predominante, en el cual se determinó que los mayores valores para el coeficiente de difusión se encontraba en el canal del Morro en un orden de magnitud de $500 \text{ cm}^2/\text{sec}$ y los de menor valor se encontraban en las estaciones a la salida del canal de Jambelí ($3 - 13 \text{ cm}^2/\text{sec}$) mientras que en las estaciones a la entrada de dicho canal los valores son del orden de $30 \text{ cm}^2/\text{sec}$.

2. El segundo método es el de Bowden y Hamilton que está limitado a estuarios de profundidades promedio de 16 m., con este método los más altos valores para los coeficientes de difusión se encontraron en el canal del Morro en un orden de $510.32 \text{ cm}^2/\text{sec}$ en el canal de Jambelí valores que oscilan entre $25.69 - 32.37 \text{ cm}^2/\text{sec}$., y por último en la salida del canal de Jambelí entre $50.1 \text{ cm}^2/\text{sec}$. hasta $124.05 \text{ cm}^2/\text{sec}$., existiendo una gran diferencia entre estos últimos valores y los del método anterior.

3. En resumen entre los dos métodos se obtienen tres rangos bien definidos para los valores de coeficientes de difusión:
 - a. Valores máximos de K_z ($130 - 538 \text{ cm}^2/\text{sec}$ en el canal - del Morro, asociados con zonas de mezcla homogénea y

de gran velocidad (80 - 162 cm/sec).

b. Valores medios de K_z (28 - 55 cm^2/sec) a la entrada del Canal de Jambelí, asociado con aguas de velocidades medias (28 - 55 cm/sec) y pequeños gradientes de salinidad.

c. Valores mínimos de K_z (3 - 13 cm^2/sec) a la salida del canal de Jambelí, asociado con zonas de velocidades bajas (11 - 44 cm/sec) y fuertes gradientes de salinidad.

4. El método más apropiado para aplicar a las condiciones de la zona analizada es el primero, que consideraba el tipo de mezcla predominante en el sentido vertical, que la corriente se desarrolla en el sentido de Ox y considera un flujo estable.

5. Las razones para haber considerado al Método 1 como el más aplicable a nuestra zona de estudio son las siguientes:

a. El método 2 se va limitado a sólo ser utilizado a las zonas de profundidades menores a 16 m. y donde el ancho del estuario no pase de 1 - 4 km., por lo tanto no puede ser aplicado a las condiciones del Canal de Jambelí.

Donde los resultados de los coeficientes de difusión se

esperan bajos debido a la estratificación y a las bajas velocidades, los valores de K_z así esperados, que si se obtienen en el primer método no así por el segundo por las limitaciones antes mencionadas.

- b. Otro factor que hace válido al primer método es que este considera las variaciones de salinidad y el sentido vertical y horizontal, reflejando el verdadero estado de la zona, mientras que el método 2 no considera dichas variaciones de salinidad.

En cuanto a los métodos que se usaron para obtener los coeficientes de dispersión fueron 3 y en cada uno de ellos se llega a establecer las siguientes conclusiones:

1. El primer método es el Dr. Manuel Castagnino, según el cual los valores de los coeficientes de difusión entre Punta Piedra y la Isla Verde, oscilan entre 28 - 43.5 $\text{Km}^2/\text{día}$ en una longitud total de 26.5 Km., indicando un buen grado de dispersión al contaminante en este caso de la salinidad.

En el tramo del canal de Cascajal y del Morro los valores se presentan oscilantes desde 113.88 $\text{km}^2/\text{día}$ (D-B) y disminuyendo al salir al golfo de Guayaquil a 16.72 $\text{Km}^2/\text{día}$.

- 192
2. El método denominado gráfico basado en la ecuación de Continuidad y su solución obtuvo valores para los coeficientes en el primer tramo muy semejantes a los obtenidos en el método anterior, 27.94 - 47.56 $\text{Km}^2/\text{día}$, en el segundo tramo los valores varían desde 43.03 a la entrada de Cascajal, luego baja a 13.07 $\text{Km}^2/\text{día}$ para luego subir a 26.73 $\text{Km}^2/\text{día}$ al salir al golfo de Guayaquil por el canal del Morro.
 3. El método de Bowden (1.975) arrojó los siguientes resultados; en el primer tramo los valores se encontraron en el mismo orden de magnitud de los métodos anteriores (25.89 - 41.55 $\text{Km}^2/\text{día}$) y en el segundo tramo los valores van desde 64.59 $\text{Km}^2/\text{día}$ a la entrada del canal de Cascajal, para luego ir disminuyendo a su salida el Golfo de Guayaquil (21.58 $\text{Km}^2/\text{día}$).
 4. De los tres métodos utilizados para obtener los valores de los coeficientes de Dispersión, el más aplicable a la zona de estudio es el método de Bowden por las siguientes razones:
 - a. Este es el único método donde no se restringue a que las áreas tengan un comportamiento de área constante o de crecimiento exponencial como en los otros dos.

5. En general el comportamiento de los valores en los tres métodos para los coeficientes de Dispersión observan igual comportamiento:
- a. En el primer tramo los valores ($25 - 40 \text{ Km}^2/\text{día}$) aumentan en el sentido de salida hacia el mar, este tramo está asociado con áreas bien definidas creciendo en forma más o menos regular.
 - b. En el segundo tramo los valores son oscilantes para los métodos siguiendo una secuencia en el siguiente orden de magnitud $100 - 10$ y $20 \text{ Km}^2/\text{día}$, es decir altos valores al inicio del canal de Cascajal, luego una brusca disminución en el canal - del Morro opera luego volver aumentar. Esta zona está asociada en zonas muy irregulares en áreas debido a la batimetría muy irregular y difícil - de los límites de las secciones.

En cuanto a las recomendaciones dadas al terminar el presente trabajo se dan las siguientes:

1. Para tener un menor conocimiento del comportamiento hidrodinámico del estuario del Guayas es necesario conocer los procesos de difusión y dispersión en -

las dos épocas del año para establecer por medio de los mismos métodos para establecer una comparación entre dichos valores y relacionarlos con los caudales, salinidades, velocidades propias de cada época. Además de centralizar el estudio a un área determinada.

2. Los datos utilizados para obtener este tipo de coeficientes deben ser tomados ya sea en estado pleamar o de bajamar con el objeto de considerar estos procesos dentro de estado estable y promediados sobre un período de marea.
3. Es preferible al realizar estos cálculos trabajar con datos tomados en mareas altas y en épocas de invierno ya que en esas condiciones los valores - tanto para la Difusión como para la Dispersión serán los máximos críticos para cualquier estudio que se desee realizar.
4. Para los casos de los coeficientes de dispersión - longitudinal y en especial para los tramos irregulares - como el canal de Cascajal y en las zonas donde no se puede considerar que el proceso de Dispersión sea unidimensional como en el Golfo de Guayaquil o en el

canal de Jambelí donde se recomiendan las siguientes alternativas:

- a. Una aplicación del método de diferencias finitas.
- b. Cálculo de coeficientes de Dispersión a partir de distribuciones de oxígeno disuelto que involucran un análisis y modelaje más complejo.
- c. Modelos numéricos por computación para tintes especiales y la comprobación de los resultados mediante el uso de la técnica de la fluorometría.

A M E X O S

ANEXO 1

DATOS DEL CORRENTOMETRO DEL GOLFO DE GUAYAQUIL CORRESPONDIENTES A JULIO DE 1.970 DE LAS
ESTACIONES DE INP

ESTACION	PROF.DEL AGUA	PROF,DEL INSTRUMENTO(m)	u	v	V*
				cm/sec	
D	7	1	-105.1	48.2	115.8
	7	4	-103.9	60.5	113.0
	7	6	-92.7	47.2	98.9
B	5	1	-140.5	81.2	162.5
A	10	1	-3.0	-92.6	92.6
	10	5	-34.9	-84.4	91.3
4	15	1	119.6	-50.8	129.9
	15	5	112.8	-12.2	113.6
	15	10	47.5	13.8	49.5
F	12	3	22.4	8.3	23.9
G	6	1	0.2	16.8	16.8
	6	4	-19.6	-25.4	31.9

Estas estaciones se encuentran a lo largo del canal de Cascajal y del Morro

$V = (u^2 + v^2)^{1/2}$ donde u y v son los componentes de la velocidad positiva media al este y al norte, respectivamente.

Continuación de la tabla del Anexo 1

H	4	1	-54.1	-21.8	49.0
	4	3	-58.1	-20.9	49.9
U	22	5	-42.4	-12.2	44.2
T	32	5	11.9	0.3	11.9
R	25	1	32.4	-0.7	32.3
	25	5	32.0	-2.3	32.1
	25	10	34.3	1.5	34.2
	25	15	38.8	2.2	39.1
S	30	1	34.8	4.2	35.1
	30	6	16.6	5.3	17.4
	30	15	15.3	7.1	16.9

*Estaciones localizadas en el canal de Jambelí.

ANEXO 2

MEDIDAS DE LAS CORRIENTES DEL CRUCERO DE RECONOCIMIENTO DEL HUAYAIPÉ DEL INP

ESTACION B	LAT 80 - 11. OS	LONG 80 - 11. OW	FECHA 23 DE JULIO DE 1.970
ESTACION D	LAT 2 - 40. OS	LONG 80 - 01. OW	FECHA 18 DE JULIO DE 1.970
ESTACION 4	LAT 2 - 53. OS	LONG 80 - 27. OW	FECHA 23 DE JULIO DE 1.970
ESTACION A	LAT 2 - 42. OS	LONG 80 - 14. OW	FECHA 23 DE JULIO DE 1.970
ESTACION B	PROFUNDIDAD	SALINIDAD	TEMPERATURA
	0.	25.16	25.16
	2.5	25.11	25.11
	5.0	25.06	25.06
ESTACION D	0.	22.49	25.10
	2.5	22.49	25.23
	5.0	22.49	25.13

Valores obtenidos por interpolación a profundidades Standard de las mediciones realizadas por INP.

Continuación:

ESTACION A	PROFUNDIDAD	SALINIDAD	TEMPERATURA
	0.	25.93	24.93
	2.5	25.93	24.85
	5.0	25.93	24.77
	7.5	25.936	24.83
	10.0	25.94	24.88

ESTACION 4	0.	31.97	24.15
	2.5	32.235	23.95
	5.0	32.500	23.76
	7.5	32.661	23.62
	10.0	32.780	23.51

Estaciones localizadas a lo largo del canal del Morro y Cascajal

Continua...

ESTACION H	LAT 2-46.0S	LONG. 79 - 49	FECHA 19 DE JULIO DE 1.970
ESTACION F	LAT 2-44.0S	LONG. 79 - 54.0W	FECHA 18 DE JULIO DE 1.970
ESTACION G	LAT 2-45.0S	1 LONG. 79 - 50.1W	FECHA 19 DE JULIO DE 1.970

ESTACION H	PROFUNDIDAD	SALINIDAD	TEMPERATURA
	0.	21.380	25.04
	2.5	22.907	24.93
ESTACION F	0.	25.21	25.34
	2.5	25.268	25.13
	5.0	25.330	25.18
ESTACION G	0.	24.67	24.90
	2.5	24.678	24.83
	5.0	24.680	24.93

Estaciones localizadas a la entrada del Canal de Jambelí.-

ESTACION U	LAT 3 - 04.1S	LONG 80 - 15.1W	FECHA 20 DE JULIO DE 1.970
ESTACION T	LAT 3 - 08.0S	LONG 80 - 16.0W	FECHA 19 DE JULIO DE 1.970
ESTACION S	LAT 3 - 11.0S	LONG 80 - 15.0W	FECHA 19 DE JULIO DE 1.970
ESTACION R	LAT 3 - 15.0S	LONG 80 - 15.0W	FECHA 19 DE JULIO DE 1.970

ESTACION S	PROFUNDIDAD	SALINIDAD	TEMPERATURA
	0	32.110	24.21
	2.5	32.090	23.89
	5.0	32.070	23.44
	7.5	32.142	23.27
	10.0	32.300	23.09
	15.0	32.820	22.84

ESTACION R	PROFUNDIDAD	SALINIDAD	TEMPERATURA
	0.	31,370	23.88
	2.5	31.545	23.57
	5.0	31.72	23.15
	7.5	31.805	23.09
	10.0	31.910	23.02
	15.0	32,110	22.89
ESTACION U	0.	30.90	24.35
	2.5	31.465	24.05
	5.0	32.030	23.64
	7.5	32.62	21.81
	10.0	33.21	19.98

ESTACION T	PROFUNDIDAD	SALINIDAD	TEMPERATURA
	0.	32.08	24.03
	2.5	32.29	23.61
	5.0	32.50	22.97
	7.5	32.64	23.08
	10.0	32.79	23.19
	15.0	33.00	22.68
	20.0	33.41	21.31

ANEXO 3

DATOS DE CLORURO TOMADOS POR LA EMAG EN EL RIO GUAYAS EN EL PERIODO 1979-1980
(Epoca seca)

AÑO 1979	ESTACIONES:	VALORES DE CLORUROS			
		17	19	20	21
Agosto	4	-----	-----	14.280	15.680
	16 C1	8.444 C1	12.773 C1	15.249 C1	16.937 C1
Septiembre	9	13.523	14.678	16.172	17.348
Septiembre	24	13.083	15.387	16.441	18.071
Octubre	8	14.222	15.370	16.560	17.379
	25	14.024	15.804	17.356	18.377
Noviembre	6	13.141	16.414	17.799	18.647
Noviembre	24	13.181	16.533	17.674	18.616
Diciembre	6	15.461	17.067	17.661	18.680
Diciembre	22	15.581	16.845	17.675	18.896

AÑO 1980	ESTACIONES		VALORES DE CLORUROS		
	17	19	20	21	
Julio 15	7.850	12.045	14.123	16.258	
Agosto 13	9.021	12.812	13.686	17.055	
Septiembre 3	10.064	13.320	14.800	16.836	
Septiembre 26	13.567	15.569	17.826	17.953	
Octubre 27	14.158	16.014	17.143	18.116	
VALORES					
Máximos	15.581	17.067	17.826	18,89	
Mínimos	7.090	10.780	11,964	15,509	
Promedios	12.161	14.786	16.155	17.522	
Desviación Standard	2.845	1.968	1.694	1,077	

En el presente estudio se ha trabajado con los valores promedios de cloruros para esta época seca.-

ANEXO 4

DATOS DE LAS AREAS EN CADA SEGMENTO DEL RIO GUAYAS SEGUN LA EMAG

SEGMENTO	INTERFAZ O SEGMENTO	AREA m ²
39	37	-----
	40	26060
	41	3365
40	38	
	39	26060
	41	17460
41	39	26060
	40	17460
	B3	10415
	42	14830
42	41	14830
	42	12885
43	42	12885
	44	21250
	43	11950
44	43	21250
	46	11950
45	43	
	46	23990
	48	12455
46	44	

Continuación.....

SEGMENTO	INTERFAZ O SEGMENTO	AREA m ²
	45	
	47	19835
	49	2930
47	46	
	50	3750
48	45	
	49	27695
	51	11310
49	46	
	48	
	50	29680
	52	4395
50	47	
	49	
	53	5550
51	48	
	84	1515
	52	17195
	55	13490
52	49	
	51	
	53	16090
	56	6285

Continuación....

SEGMENTO	INTERFAZ O SEGMENTO	AREA m ²
53	50	
	52	
	57	6505
54	B5	2390
	55	23030
	58	14055
55	51	
	54	
	56	17445
	59	6810
56	52	
	55	
	57	15455
	60	8180
57	53	
	56	
	B7	1600
	60	8193
58	54	
	B8	12730
	59	20675
59	55	
	58	
	B ₈	8510

Continuación....

SEGMENTO	INTERFAZ O SEGMENTO	AREA m ²
	60	19265
60	56	
	57	
	59	19265
	B ₈	16175

B I B L I O G R A F I A

1. MATHEMATICAL SIMULATION OF TIDAL THE AVERAGES OF SALINITY AND VELOCITY PROFILES IN ESTUARIOS, John S. Fisher, John D. Ditmars, Arthur Ippen, Sea gran Project Office, Massachusetts Institute of Technology, Report, July 31,1972. Pag. 14 - 50.
2. ESTUARINE MODELING AN ASSESMENT, Donald O'connor, Robert Thoman, Water Quality Office (Texas) Enviromental Protection Agency Febreary, 1971, Capítulo III, pag. 102 - 121.
3. CIRCULACION Y DISTRIBUCION DE SALINIDAD EN EL ESTUARIO DEL RIO GUAYAS, ECUADOR, Stephen Murray, Dennis Conlon, Absorsuda Siripong, José Santoro, Estuarine Research, pag. 345 - 360.
4. LONGITUDINAL CIRCULATION AND MIXING RELATIONS IN ESTUARIES, Charles B, Officer, Estuaries, Geophysics and the Enviroment, 1977 , Washington D.C. pag. 13 - 21.
5. PHYSICAL OCEANOGRAPHY OF ESTUARIES (AND ASSOCIATED COASTAL WATERS), Charles B, Cap. 2, pag. 9 - 33.

6. POLUCION DE AGUA, MODELOS Y CONTROL, Walter A. Castagnino, Cap. V, pag. 42 - 52. Cap. VI (85 - 109).
7. RESULTS FROM CURRENT MEASUREMENTS SURVEY CRUISE, JULY, 18 - 23, 1.970, Stevenson, Merritt R, Francisco Pesantes V, José Santoro, INP, pag. 1-75 Vd III, 1973.
8. VARIACIONES ESTACIONALES EN EL GOLFO DE GUAYAQUIL, UN ESTUARIO TROPICAL, Merritt R. Stevenson, INP, Boletín Científico y Técnico, Vol. IV , Diciembre de 1.981, Guayaquil.-
9. ESTUARINE CIRCULATIONS INDUCED BY DIFFUSION
Donald Hansen y Maurice Rattray
Journal of Marine Research - 1972 Marzo pag 280 - 293
10. A SIMPLE DIFFUSION MODEL OF THE MEAN FIELD DISTRIBUTION OF SOLUBLE MATERIAL IN THE GREAT LAKES
LIMNOLOGY AND OCEANOGRAPHY
JUL 1975 VOL 20 N° 4