

Universidad Autónoma de Baja California

Escuela Superior de Ciencias Marinas



Memoria del Curso de Titulación

PROCESOS LITORALES

Ensenada , B. C. Agosto de 1985.

PREFACIO

La presente memoria tiene las notas respectivas del curso de titulación denominado "Procesos Litorales", el cual se efectuó en la Escuela Superior de Ciencias Marinas de la Universidad Autónoma de Baja California, del 28 de enero al 26 de abril de 1985.

Dicho curso comprende los siguientes tópicos:

Materia	Catedrático
Procesos Litorales	M. C. Adolfo González C.
Sistema de Adquisición de datos	M. C. Adolfo González C.
Instrumentación Oceanográfica	M. C. Homero Cabrera Muró
Manejo de Datos Sedimentológicos	Dc. Sergio Pou Alberu

En el tópico de Procesos Litorales se describen los conceptos generales, así como la descripción de los fenómenos que se suscitan en la cercanía de la costa; implicaciones, características y efectos. Considerando un objetivo básico: Conocer aspectos especializados dentro de los procesos litorales, para de esa manera, mediante el conocimiento de técnicas y metodología adecuadas, aplicar estos conocimientos al trabajo de campo.

En Sistemas de Adquisición de Datos, se describen algunos sistemas actuales para la obtención de información, considerando los principios físicos en que basan su funcionamiento, formas de obtención de datos, tipos de instalaciones, operación, mantenimiento y calibración.

Indudablemente, para desarrollar de manera óptima lo anterior, se requiere conocer el equipo oceanográfico básico, formas de utilización e instalación procesado de información, lo cual es descrito en el tema de Instrumentación Oceanográfica.

En Manejo de Datos Sedimentológicos, se describen aspectos básicos referentes a toma de datos, muestreo de sedimentos, tratamiento de las muestras y procesado de información.

Participantes del Curso

Blanco Betancourt José Rafael
Butterfield Flores Guadalupe
De Gorostegui Muriedas Ignacio Jesus
González Ramírez Jorge Enrique
Miranda Vara José Isaac
Noriega Echeverría Francisco Manuel
Organista Sandoval Javier
Ramos Rodríguez Sergio Arturo
Rosales López Fernando
Tenorio González Miguel Angel

C O N T E N I D O

PREFACIO.....	i
PARTICIPANTES.....	iii
CONTENIDO.....	iv
CAPITULO I	
PROCESOS LITORALES	
Revisión de conceptos generales.....	1
Hidráulica del transporte de sedimentos.....	2
Qué es un Modelo y consideraciones básicas....	4
Trabajo hecho por el fluido para mantener una carga en suspensión.....	10
Modelo de Madsen.....	13
Consideraciones para el desarrollo del modelo analítico de madsen.....	17
Transporte de sedimento.....	19
Cambios en el perfil de playa.....	24
Transporte a lo largo de la playa.....	28
Modelos numéricos.....	31
Consideraciones para la aplicación de un modelo de simulación de cambios en la línea de costa.....	34
Desarrollo de un modelo.....	36
Observaciones.....	40
Ley de Snell.....	45
Dinámica de flujos en canales.....	50
Trazadores.....	52
Tipos de trazadores.....	53
Modelos físicos.....	56
Estabilidad en bocas de marea.....	62
Nomenclatura.....	63
Criterios para evaluar estabilidad en bocas....	67
Referencias.....	81
CAPITULO II	
SISTEMAS DE ADQUISICION DE DATOS	
Sistemas de adquisición de datos.....	85
Terminología.....	86
Descripción de algunos instrumentos necesarios en Oceanografía Física.....	95
Lectora de cassettes Sea Data Modelo 12-B.....	100
Especificaciones.....	101
Operación.....	102
Procesamiento de datos en PRIME.....	103
Referencias.....	105

CAPITULO III

MANEJO DE DATOS SEDIMENTOLOGICOS

Las acciones litorales.....	106
Clasificación de costas y líneas de costa.....	111
Clasificación de Shepard.....	117
Refracción.....	120
Método R/J.....	126
Salida de campo (Playas de Tijuana, Las Gaviotas y Estero de Punta Banda B.C.).....	127
Método.....	128
Discusión.....	129
Conclusiones.....	132
Referencias.....	133

CAPITULO IV

INSTRUMENTACION OCEANOGRAFICA

Instrumentación Oceanográfica.....	135
Corrientes superficiales y profundas.....	139
Correntímetro de Ekman.....	143
Correntímetro ENDECO tipo 174.....	144
Instrumentos para perfiles de temperatura y salinidad.....	153
Oleaje.....	163
Mareas.....	167
Meteorología.....	174
Satélites en Oceanografía.....	175
Descripción de sensores.....	176
Adquisición de datos y procesado de imágenes... Proyecto de Investigación para la aplicación y utilización de Instrumentación Oceanográfica.....	178
Referencias.....	183
	205

CAPITULO V

SEMINARIOS DE PROCESOS LITORALES.....

Transporte de sedimento en suspensión y evolución del perfil de playa.....	208
Modelos para la evolución de la línea de costa	209
Constantes hidráulicas en bocas de mareas.....	223
Proporción del movimiento del sedimento usando un trazador fluorescente.....	235
Pruebas de perfiles de equilibrio de playas modelo y los efectos de la forma de grano y la distribución de tamaño.....	240
Estabilidad de acceso de la laguna del Mar Muerto, Chiapas, Mex.....	248
Nuevo mecanismo de dispersión de sedimento en la Plataforma continental.....	250
Mecánica del transporte de sedimento.....	256
Estudio de modelos de fondo móvil aplicados a playas.....	260
	263

CAPITULO VI

SEMINARIOS DE INSTRUMENTACION OCEANOGRAFICA.....	265
Transporte litoral sobre las barras de Guerrero Negro y Ojo de Liebre.....	266
Perfil hidrostático para levantamientos cercanos a la costa.....	275
Variabilidad Hidrográfica en un área de surgencias del Norte de B. C. en Junio de 1976.....	283
Estudio de corriente litoral frente a la costa NE de Baja California y su relación con distribución de contaminantes.....	292
Teoría Dinámica.....	297
Observaciones lagrangeanas de corrientes superficiales en el canal de ballenas.....	302
Sección de Procesos Litorales de CICESE.....	304

C A P I T U L O I

PROCESOS LITORALES

Revisión de Conceptos Generales

Fuerza (F) es la aceleración (a) ejercida sobre una masa (m); así $F = ma$ con unidades MLT^{-2} .

Presión (P) es la fuerza (F) aplicada sobre un área (A); así $P = F/A$ con unidades $ML^{-1}T^{-2}$.

Momentum (MOM) también llamado cantidad de movimiento, es la velocidad (V) aplicada a una masa (m); $MOM = mV$ con unidades MLT^{-1} .

Potencia (POT) es la rapidez con que se efectúa un trabajo; así $POT = \text{Trabajo}/v.$ de tiempo, con unidades ML^2T^{-3} .

Trabajo (T) es la fuerza (F) requerida para mover un objeto una distancia (d); $T = Fd$ con unidades ML^2T^{-2} .

Esfuerzo (Esf) es la fuerza (F) aplicada sobre un área ²
unitaria (A); $Esf = FA$ con unidades $ML^3 T^{-2}$.

Flujo de Momentum (FM) es el producto de la masa (m) por el
cuadrado de la velocidad (V^2); así $FM = mV^2$ con
unidades $ML^2 T^{-2}$.

Hidráulica de Transporte de Sedimentos

En la figura 1.1, se muestra la nomenclatura del perfil
de playa que se utilizará en la siguiente sección.

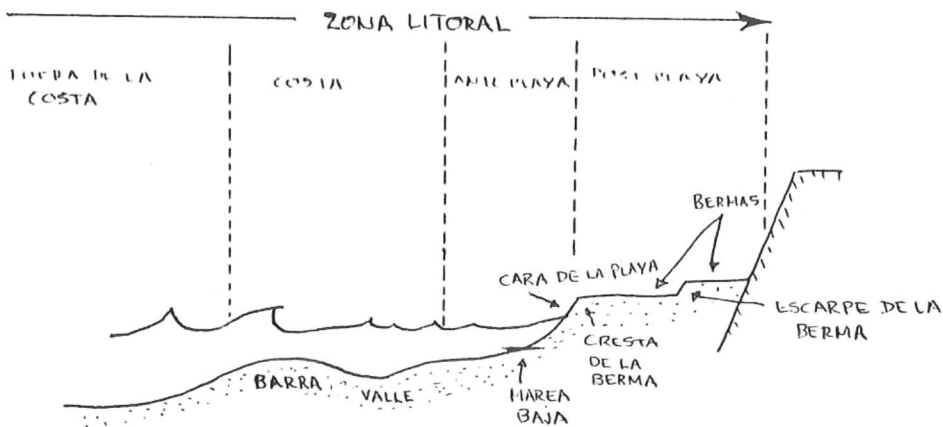


Figura 1.1. Nomenclatura utilizada para describir el perfil
de playa según Komar (1976).

El transporte de sedimentos es uno de los aspectos dinámicos más relevantes, dada la gran influencia que presentan en zonas costeras

Diversos autores han tratado de evaluar el transporte. Boussinesq (1903), ha tratado de describir el movimiento de partículas sólidas dentro de un fluido, y suponiendo una sola partícula esférica, y sin considerar la fricción del fondo o de otra partícula, deducen una relación conocida como BBO (según siglas de los autores):

$$\frac{4\pi a^3}{3} \rho_s v_s = \frac{4\pi a^3}{3} \rho v - \frac{2\pi a}{3} \rho (\dot{v}_s - \dot{v}) - 6\pi \mu a [(v_s - v) + \frac{a}{\sqrt{\pi \rho}} \int_{t_0}^{t_1} \frac{\dot{v}_s(t_i) - \dot{v}(t_i)}{\sqrt{t - t_i}} dt_i] + \frac{4\pi a^3}{3} (\rho_s - \rho) g$$

- donde
- a = radio de la partícula
 - v = velocidad del fluido
 - v_s = velocidad del sedimento
 - \dot{v} = aceleración del fluido
 - \dot{v}_s = aceleración del sedimento
 - ρ = densidad del agua
 - ρ_s = densidad de la partícula
 - μ = viscosidad dinámica
 - ν = viscosidad cinemática
 - t₀ = tiempo inicial
 - t₁ = tiempo final

la anterior relación teórica es difícil de resolver, y se

invalida en gran parte por las suposiciones en que se basa.

Tratando de representar el movimiento de la materia, en este caso del sedimento, de una manera más acorde a la realidad, han surgido varios modelos de los que se destacan el de Bagnold (1963) y Madsen (1978).

Peró ¿Qué es un modelo?

Un modelo consiste en la observación de un fenómeno, que sirva para poder elaborar una hipótesis en la cual se consideren relaciones de causa-efecto que permitan representar tal fenómeno.

Bagnold (op.cit.), trata de describir el movimiento de las partículas (bloque), considerando al tamaño de sedimento y densidad como afectores en el proceso dinámico del transporte.

Consideraciones básicas:

- Hay un incremento en la concentración de sedimentos en el fondo, donde las partículas se consideran no aisladas y con intercambio de momentum.
- Hay un decremento en la concentración de sedimentos en la parte superior (partículas aisladas) y donde la

turbulencia dá movimiento a las partículas.

- Existe una frontera fija y sólida en el fondo.
- Hay fricción que inhabilita un deslizamiento (suposición de no-movimiento).

Considerando fricción entre sólidas, se tiene que en Mecánica de Sólidos existe un coeficiente de fricción, ampliamente estudiado, definido como la relación entre esfuerzos tangenciales (T) y los esfuerzos perpendiculares (P) (fig. 1.2):

$$\operatorname{tg} \phi = T/P$$

donde $\operatorname{tg} \phi = \text{coef. fricción}$

$\phi = \text{ángulo de contacto}$
entre granos.

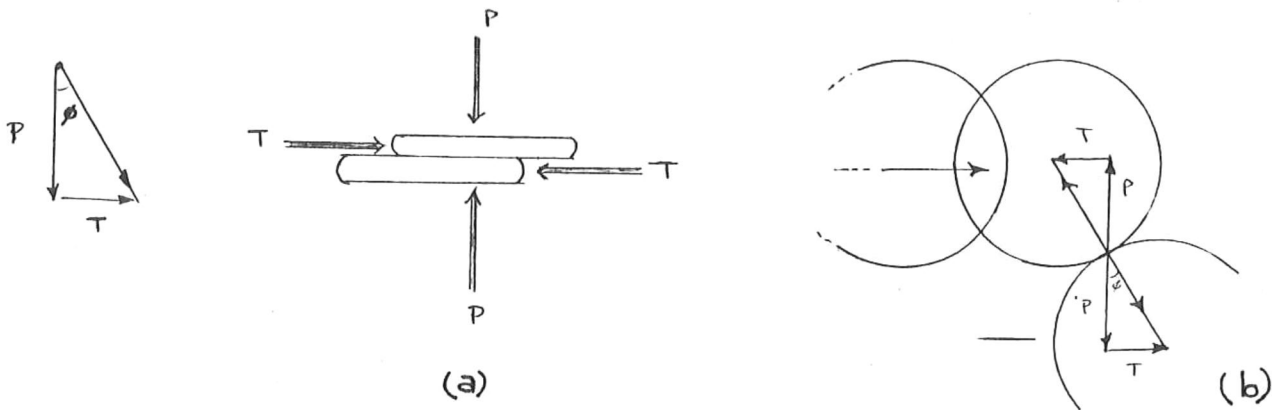


Figura 1.2. (a)Fricción de contacto continuo, (b)fricción de contacto intermitente por difusión de momentum del grano.

Si el diámetro del grano es D , la fuerza de gravedad que actúe sobre el peso inmerso, variará como

$$(\rho_s - \rho) g D^3$$

Si f es el esfuerzo del fluido, entonces éste por unidad de peso inmerso será

$$\Theta = f / (\rho_s - \rho) g D$$

Graficando Θ versus $(\rho_s - \rho) g D$, se tiene la figura 1.3, la cual nos muestra que la fuerza es directamente proporcional al diámetro de la partícula para ponerla en movimiento.

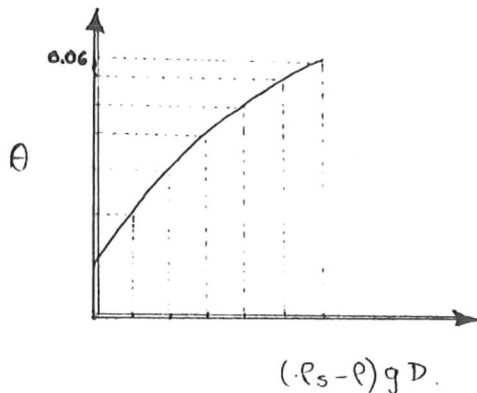


Figura 1.3. Tamaño de grano versus potencia para poner en movimiento una partícula de sedimento.

En la figura 1.4, se muestran las fuerzas que actúan sobre un bloque.

$$p = \frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} g m \cos \beta$$

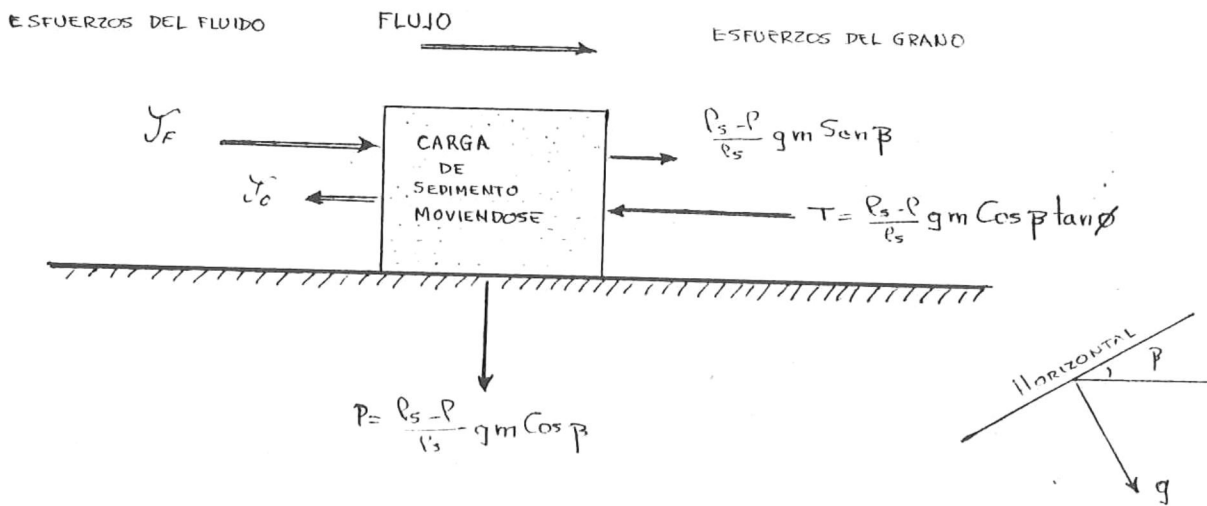


Figura 1.4. Fuerzas que actúan sobre un bloque.

donde T_f = esfuerzo del fluido sobre el bloque
 T_o = esfuerzo residual del fluido (reacción)
 m = masa de la carga
 g = aceleración de la gravedad

$\frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} g m \text{ Sen } \beta$ = esfuerzo tangencial debido a la componente tangencial de la gravedad

T = esfuerzo tangencial

P = esfuerzo perpendicular

β = ángulo de inclinación del plano con la horizontal.

ϕ = ángulo de contacto entre granos

Donde el balance de fuerzas está dado por:

$$T + \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} \right) g m \text{ Sen } \beta = T_o \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} \right) g m \text{ Cos } \beta \tan \phi$$

así

$$T_f = \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} \right) g m \text{ cos } \beta (\tan \phi - \tan \beta) + T_o$$

donde T_o puede despreciarse si la concentración del sedimento es mayor del 9% respecto al fluido.

Multiplicando T_f por la velocidad (U) con que se mueve es masa se tiene

$$T_f U = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} g m U \text{ Cos } \beta (\tan \phi - \tan \beta)$$

donde $\tau_f U$ es el trabajo hecho por el fluido por unidad de tiempo, es decir, la potencia del fluido gastada en transportar la carga.

$$\text{Si } \frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} g (m U) \cos \beta = i_b$$

donde i_b = razón dinámica de transporte de la carga de fondo entonces

$$\tau_f U = i_b (\tan \phi - \tan \beta)$$

Pero no toda la energía es utilizada en poner la carga en movimiento, sino solo una parte. Si ω es la energía del fluido disponibles, es decir, el total de energía disipada en calor, en unidad de tiempo por unidad de area (del fondo), por el efecto de resistencia del fondo se tiene:

$$i_b = \omega \frac{\epsilon_b}{\tan \phi - \tan \beta}$$

donde ϵ_b = factor de eficiencia

Analizando la anterior relación, se puede ver que si $\phi = \beta$, el grano no requiere de ningun esfuerzo para ponerse en movimiento (máximo ángulo de reposo).

La energía del fluido disponible también puede expresarse como:

$$\omega = \tau_f U = \rho g h \frac{dH}{dx} U$$

donde h = profundidad
 H = fuente de energía
 $\frac{dH}{dx}$ = gradiente energético
 V = velocidad del fluido

siendo en la práctica, más fácil de evaluar la anterior relación.

Trabajo hecho por el fluido para mantener una carga en suspensión.

La potencia del fluido, gastada en transportar una carga en suspensión (PFGS) puede ser deducida por un razonamiento similar al anterior. Así se tiene:

$$PFGS = i_s \left(\frac{w}{\bar{v}_s} - \tan \beta \right)$$

donde i_s = razón dinámica de transporte en suspensión
 w = velocidad de caída de los granos
 \bar{v}_s = velocidad media de transporte en suspensión
 $\tan \beta$ = pendiente de la playa

entonces la razón de transporte total (i) será:

$$i = i_b + i_s = w \left\{ \frac{\epsilon_b}{\tan \phi - \tan \beta} + \frac{\epsilon_s (1 - \epsilon_b)}{\frac{w}{\bar{v}_s} - \tan \beta} \right\}$$

si
$$k = \left\{ \frac{\epsilon_b}{\tan \phi \cdot \tan \beta} + \frac{\epsilon_s (1 - \epsilon_b)}{\frac{\omega}{\bar{u}_s} - \tan \beta} \right\}$$

entonces

$$l = k \omega$$

Sobre evidencias empíricas, se ha encontrado que:

$$\tan \beta < \tan \phi \quad \text{ó} \quad \omega / \bar{u}_s$$

o sea que parece que un valor crítico de la potencia ω ocurre cuando tanto ϵ_b como ϵ_s se vuelven constantes, y por lo tanto, la razón de transporte total de sedimentos se vuelve proporcional a la potencia (ω).

La relación $l = k\omega$ también puede expresarse como:

$$l_{\theta} = k \omega \cdot \frac{u_{\theta}}{u_o}$$

donde l_{θ} = transporte de sedimentos por unidad de ancho en la dirección θ

u_o = velocidad orbital de las partículas

V_{θ} = velocidad unidireccional

Esquemáticamente, se puede representar como en la figura 1.5.

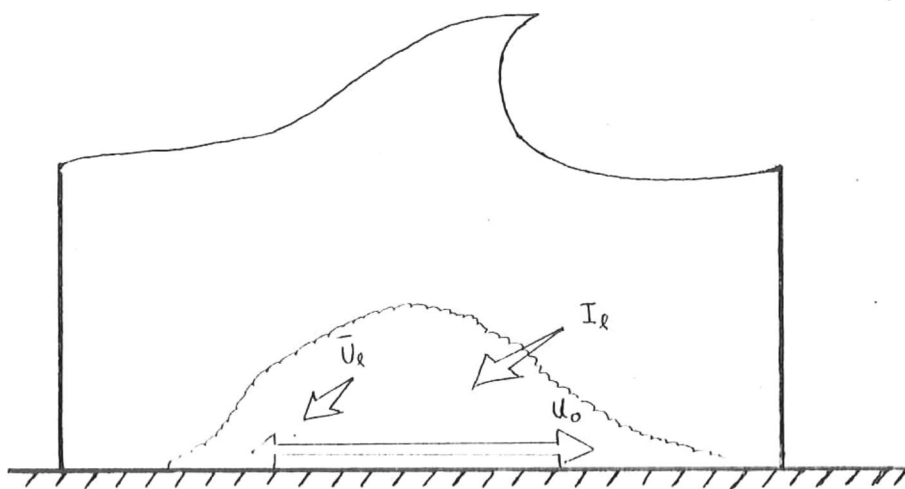


Figura 1.5. Representación esquemática de las fuerzas y potencia necesaria para mover el sedimento.

donde I_A = transporte de arena neto
 U_0 = velocidad orbital de las partículas
 \bar{u}_A = velocidad media de la corriente a lo largo de la playa

Bagnold (1963) asume que una porción del flujo de energía de la ola

$$(E C_n) \cos \alpha$$

donde $E C_n$ = flujo de energía

α = ángulo de aproximación del oleaje.

es disipada en colocar arena en movimiento, así el esfuerzo medio aplicado a la cara de la playa es proporcional a

$$[(E C_n) \cos \alpha] / U_0$$

entonces, el peso total inmerso de sedimento transportado en unidad de tiempo, que pasa por una sección de playa es:

$$I_A = K (E C_n) \cos \alpha \frac{\bar{u}_A}{U_0}$$

Modelo de Madsen

Madsen (1978) desarrolló un modelo analítico de transporte de sedimento a lo largo de la costa.

Previas investigaciones (Madsen y Grant, 1976), basándose en el criterio de Shields que determina el esfuerzo crítico (τ_0) para el umbral de movimiento del sedimento para granos de diámetro (d), con velocidad cortante $U_* = \sqrt{\tau_0 / \rho}$, según Shields (1936) (fig. 1.6).

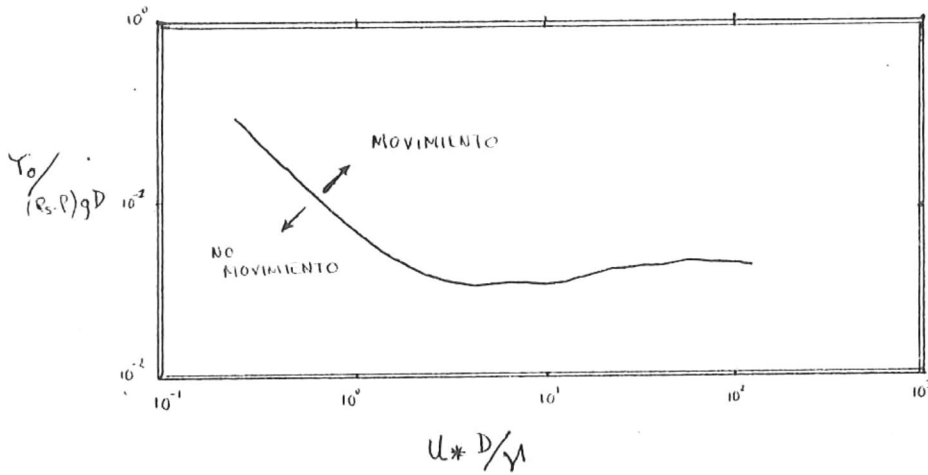


Figura 1.6. Esfuerzo crítico τ para determinar el umbral de movimiento del sedimento.

Determinando el parámetro de Shields:

$$\psi = \frac{\tau_m}{(\rho_s - \rho) g d}$$

donde τ_m = esfuerzo cortante máxima en el fondo

asociado a un flujo

d = diámetro del grano

g = aceleración de la gravedad

$\rho_s - \rho$ = densidad relativa

Para un flujo oscilatorio cerca del fondo, asociado con una pequeña amplitud de onda, Johnson (1959) evalúa un factor de fricción del oleaje (f_w), relacionando T_m a la velocidad orbital máxima cerca del fondo (u_b), así:

$$T_m = \frac{1}{2} \rho f_w u_b^2$$

Algunas investigaciones previas, no son suficientes para dar un criterio general para la iniciación del movimiento del sedimento bajo el oleaje principalmente porque el factor de fricción no es incluido en el análisis.

Basado en el significado físico del parámetro de Shields, Madsen y Grant (1976), reanalizan datos de Berkeley de rangos de transporte de sedimento en un flujo oscilatorio. Einstein (1971) y Brown (1950), obtienen para este análisis, la función de transporte de sedimento:

$$\vec{\phi}(t) = 40 \vec{\psi}^3(t)$$

donde $\vec{\phi}(t)$ = función de transporte adimensional

$$\text{así } \vec{\phi}(t) = \frac{\vec{q}_s(t)}{w \cdot d}$$

donde \vec{q}_s = razón de transporte de sedimento

w = velocidad de caída del sedimento

El parámetro de Shields está dado por:

$$\vec{\tau}_o(t) = \frac{1}{2} \rho f_{cw} \left| \vec{u}_w(t) + \vec{V} \right| \left(\vec{u}_w(t) + \vec{V} \right)$$

donde el vector del esfuerzo cortante de fondo ($\vec{\tau}_o$) está dado por la expresión generalizada

$$\psi(t) = \frac{\vec{\tau}_o(t)}{(\rho_s - \rho) g d}$$

donde $\vec{u}_w(t) = \vec{u}_b \cos \omega t =$ componente del oleaje (T. lineal)

$\vec{V} =$ velocidad de la corriente

$f_{cw} =$ factor de fricción combinado (corriente-oleaje)

Para el caso de que se tenga solamente una corriente, $f_{cw} = f_c$; y para cuando se tiene solamente influencia del oleaje, $f_{cw} = f_w$.

f_{cw} puede ser estimado conociendo la rugosidad de la frontera, como mostró Madsen (1976), la diferencia entre f_c y f_w es de un orden de diez $O(10)$, de ahí la importancia de encontrar un valor apropiado para el factor de fricción combinado.

Consideraciones para el desarrollo del modelo
analítico de Madsen.

En la zona de surf, en un extenso plano de playa, el efecto del oleaje incidente puede producir una corriente a lo largo de la costa (V), la cual puede ser estimada por la teoría de Longuet-Higgins (1970).

Una versión modificada que corrige el comportamiento de la ola fuera de la zona de surf, dando una fórmula de variación de la corriente a lo largo de la costa con distancia desde la playa (x):

$$V(x) = F\left(p, \frac{x}{x_B}\right) \frac{5\pi \tan\beta \sin\theta_B}{4 f_{cw}} U_{b,B}$$

donde $F\left(p, \frac{x}{x_B}\right)$ = da la forma general de la velocidad a lo largo de la costa con distancia desde la playa, relativa a la línea de rompiente x/x_B

P = parámetro de mezcla

β = pendiente de la playa

θ_B = ángulo de incidencia sobre la rompiente

$U_{b,B}$ = velocidad orbital máxima del oleaje

Asumiendo en particular que $v \ll U_b$, y aplicando la teoría lineal del oleaje, la relación del transporte puede ser promediada en tiempo a lo largo de la costa,

obteniéndose

$$q_{\lambda}(x) = 1.7 \omega \cdot d \left(\frac{f_{cw}}{g \left(\frac{P}{P} - 1 \right) d} \right)^3 U_b^5(x) V(x)$$

para $v(x)$, se usa un parámetro de mezcla $p = 0.25$, $U_b(x) = \alpha \sqrt{gh}$ con $\alpha = 0.4$ y $h = x \tan \beta$, según Komar e Inman (1970).

Integrando $q_{\lambda}(x)$, desde la línea de la playa ($x = 0$), hasta la línea de rompiente ($x = x_b$), se tiene

$$Q_s = \int_0^{x_b} q_{\lambda}(x) dx$$

donde Q_s = razón de transporte de sedimento a lo largo de la costa.

En la relación anterior se observa que Q_s depende de: el valor del tamaño de sedimento (d); de las características del oleaje incidente (H_B, θ_B); la pendiente de la playa; el valor del parámetro de mezcla (P), del factor de fricción (f_{cw}). De hecho, se muestra que Q_s es proporcional a f_{cw}^2 y H_B^4 , dependiendo de relaciones empíricas.

Longuet-Higgins (1970) sugieren un valor para el factor de fricción de: $f_{cw} = 0.02$. Una comparación de Q_s predichos y medidos por Komar e Inman (1970) de Silverstrand Beach, se presenta en la Tabla I. I.

TABLA I. I. Comparación entre valores de Q_s Medidos y predichos.

Q_s MEDIDO (cm^3/seg)	$\frac{M}{P} = \frac{MEDIDO}{PREDICHO}$	Q_s PREDICHO (cm^3/seg)
762	0.781	1020 930
18,060	0.571	34800 36800 23200
2,808	0.980	2090 3040 3500 2830
2256	0.799	2890 3660 1860 2880

donde $\overline{M/P} = 0.783 \pm 0.14 \sim 19\%$

Transporte de Sedimento.

El análisis hecho del modelo de Bagnold (1963) se limita a la forma en que son transportadas las partículas de sedimento (en suspensión o como carga de fondo) en función de su tamaño y densidad relativa $(\rho_s - \rho) / \rho_s$.

Por otro lado, el acarreo de sedimento también es influenciado por oleaje y corrientes cercanas a la costa, ocasionando transporte hacia y fuera de la playa (perpendicular), así como a lo largo de la costa, resultando con eso, cambios en el perfil de playa y/o línea de costa.

El cambio en la línea de costa (variaciones a largo plazo), es causado principalmente por la no uniformidad de la razón de transporte a lo largo de la playa y ésta a su vez, es el principal mecanismo de erosión y depositación de sedimento (variación local en la razón de transporte). Si se puede evaluar esta razón, entonces se podrán determinar regiones de equilibrio entre erosión y depositación.

Para analizar la dinámica de sedimento en la zona litoral, considerando la relación causa-efecto, que produce la transformación en un perfil de playa, Bagnold (op.cit.) detalla su modelo para transporte paralelo y transporte perpendicular a la costa.

Considera el movimiento de una partícula de sedimento sobre la cara de la playa, y establece la relación

$$\Delta E \propto F_x \quad \text{ó} \quad \Delta E = \alpha \mathcal{T}_f x$$

donde ΔE = cambio de energía para mover sedimento

$F = \mathcal{T}_f$ = esfuerzo del fluido para mover una masa (m) de sedimento

x = distancia a mover el sedimento
 a = coeficiente de proporcionalidad

Desarrollando la relación anterior y tomando en cuenta la pendiente de la playa, gravedad, densidad relativa, se establece la siguiente relación de el esfuerzo necesario para mover un bloque de sedimento de masa (m), pendiente abajo:

$$T_f = \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} \right) g m \cos \beta (\operatorname{tg} \phi - \operatorname{tg} \beta)$$

Ahora bien, considerando el movimiento de una partícula de masa m , deslizándose hacia la playa una distancia x y otra partícula de masa m deslizándose una distancia x hacia el mar (fig. 1.7) en una playa en equilibrio dinámico.

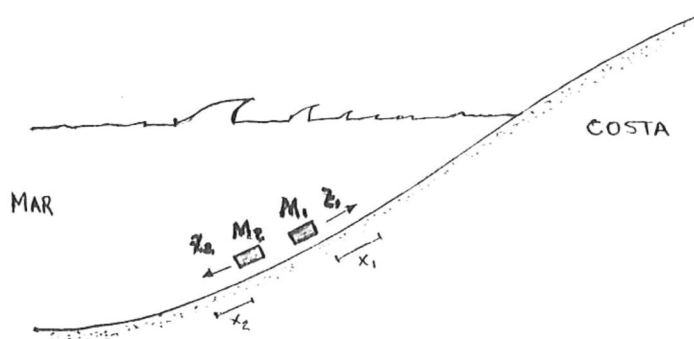


Figura 1.7. Playa en equilibrio dinámico.

Se puede establecer la ecuación

$$m_1 x_1 = m_2 x_2$$

lo cual significa que el movimiento neto de partículas es nulo, esto, en términos de energía

$$\Delta E_1 = a \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} \right) g m_1 x_1 \cos \beta (\operatorname{tg} \phi + \operatorname{tg} \beta)$$

lo que es la energía del flujo disipada en mover sedimento hacia la costa.

Por otro lado:

$$\Delta E_2 = a \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} \right) g m_2 x_2 \cos \beta (\operatorname{tg} \phi - \operatorname{tg} \beta)$$

donde el cambio de signo indica movimiento en dirección opuesta; y despejando $m_1 x_1$ y $m_2 x_2$, e igualando, se tiene

$$m_1 x_1 = \frac{\Delta E_1}{(\operatorname{tg} \phi + \operatorname{tg} \beta)} = \frac{\Delta E_2}{(\operatorname{tg} \phi - \operatorname{tg} \beta)} = m_2 x_2$$

de donde algebraicamente se tiene

$$\frac{\Delta E_1 - \Delta E_2}{\Delta E_1} = \frac{2 \operatorname{tg} \beta}{(\operatorname{tg} \phi + \operatorname{tg} \beta)}$$

$$\operatorname{tg} \beta = \operatorname{tg} \phi \left[\frac{1 - \Delta E_2 / \Delta E_1}{1 + \Delta E_2 / \Delta E_1} \right]$$

haciendo un cambio de variables; $c = \frac{\Delta E_2}{\Delta E_1}$, y sustituyendo

$$\operatorname{tg} \beta = \operatorname{tg} \phi \left[\frac{1 - c}{1 + c} \right]$$

relación que dice el comportamiento del perfil de playa en función de la energía, de tal forma que cuando:

$$\Delta E_1 \gg \Delta E_2$$

entonces:

$$C = \frac{\Delta E_2}{\Delta E_1} \approx 0$$

y:

$$\tan \phi = \tan \beta$$

lo cual indica que la pendiente de la playa coincide con el máximo ángulo de reposo del sedimento.

Al analizar teóricamente la relación $C = \frac{\Delta E_2}{\Delta E_1}$, se implica el considerar la energía del flujo disipada por turbulencia, fricción, sonido y calor. Una alternativa a este inconveniente es determinar, empíricamente, midiendo cambios en el perfil de playa o bien midiendo la cantidad de sedimento a transportar.

Cambios en el Perfil de Playa

El retroceso o avance de la playa puede ser reflejado por variaciones en el perfil o ($\tan\beta$), lo cual va a depender de varios parámetros, como período y energía del oleaje incidente, diámetro, forma y densidad del sedimento.

La estabilidad en el perfil de la playa, dependerá del transporte neto de sedimento y la dirección del mismo (fig. 1.8).

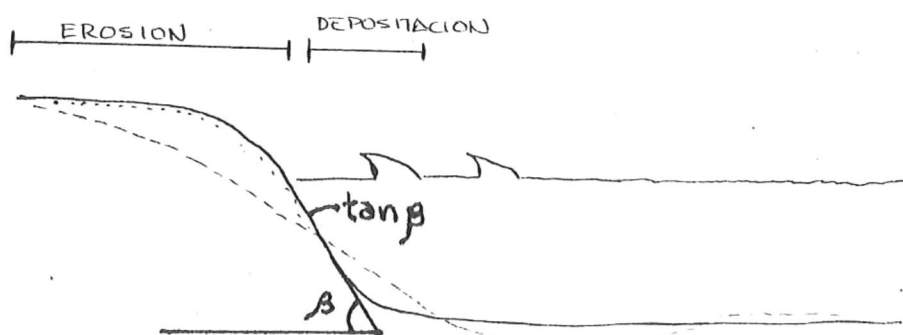


Figura 1.8. Perfil de playa que muestra el transporte neto de sedimento y la dirección del mismo.

Para la medición de perfiles se deben considerar los cambios cíclicos, ya que en la práctica, las condiciones de invierno dificultan las mediciones en la zona de rompiente, por lo cual es difícil establecer un balance de masa, por lo que en las mediciones se recomienda el uso de una ecosonda cerca de la zona de rompiente, donde ya no es posible utilizar el estadal.

Otro método utilizado, que teóricamente mejora las mediciones en la zona de rompiente, es el uso de trancos provistos de estadal, y en algunos casos, de sensores de presión.

Asociado a la pendiente de la playa, se debe considerar el fenómeno de reflexión de oleaje ya que experimentalmente, se ha encontrado que para valores de $tg > 0.1$, la reflexión empieza a ser importante en la disipación de energía y para $tg \beta < 0.01$, solo considera la fricción.

El transporte de sedimento hacia y fuera de la costa, asociado con cambios en el perfil debido a condiciones de tormenta y "swell" está generalmente, relacionado con la pendiente de la ola H_w/L_w . En base a esto, surgen diversos criterios de pendiente de la ola para analizar estabilidad de perfiles de playa.

Otras consideraciones para evaluar la estabilidad de la pendiente, es analizar el perfil vertical de velocidad de las partículas, perpendicular a la costa, y que la gravedad juega un papel importante en el movimiento de las partículas pendiente abajo, por lo cual, existe una profundidad única para un tamaño específico de grano donde estas fuerzas están en balance y no hay movimiento neto de las partículas (punto nulo) (Komar, 1976).

El siguiente diagrama (Fig. 1.9), da una idea del umbral de movimiento, de acuerdo a la velocidad orbital de las partículas.

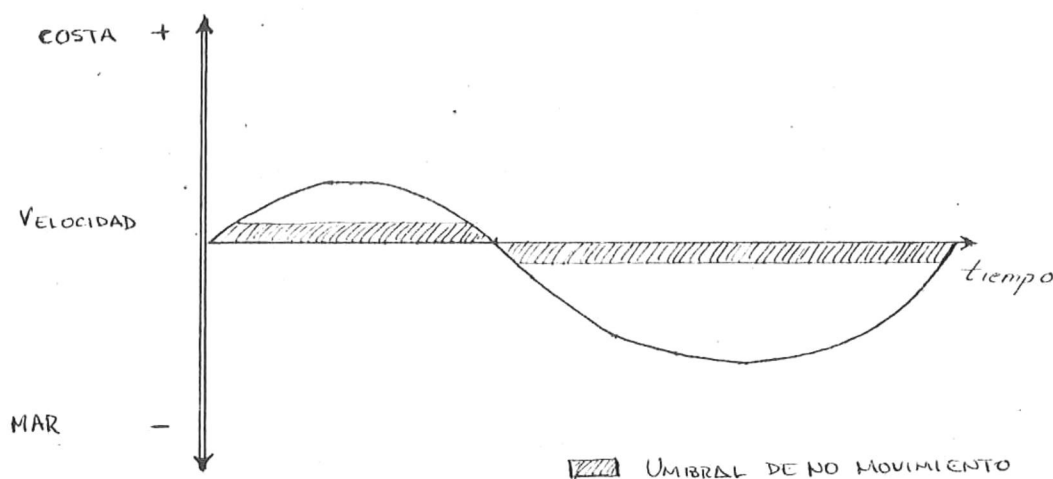


Figura 1.9. Perfil de velocidad orbital de las partículas en el fondo y el umbral de no movimiento.

Por lo tanto, el punto nulo varía para cada tamaño de grano y para diferentes condiciones de oleaje, ya que el movimiento de sedimento hacia la costa, se ve reducido por efecto de la gravedad. Lo anterior, determina el sorteo de sedimento, de tal forma que si se conocen los cambios de energía del oleaje conforme se acerca a la costa, se pueden predecir cambios en el perfil de playa y tamaño de sedimento, resultando una distribución característica de sedimento perpendicular a la costa.

Ipen y Eagleson (1955), basados en la teoría del punto nulo, realizaron un modelo del laboratorio en el cual se mantiene una pendiente constante, variando las condiciones del oleaje y densidades de las partículas (plásticos, vidrio, cobre). Obtuvieron la siguiente relación empírica:

$$\frac{H}{h} = 3.4 \left(\frac{H}{L} \frac{w}{c} \right)^{1/2}$$

donde w = velocidad de asentamiento de la partícula
 c = velocidad de fase de la ola

Eagleson y Dean (1961), también basándose en un modelo de laboratorio, obtuvieron la siguiente relación:

$$d_s^{6/7} \sin \beta = (7.6 \times 10^{-6}) \bar{U}_o \left(\frac{\pi}{\gamma T} \right)^{1/7}$$

donde \bar{U}_o = velocidad media orbital cerca del fondo

(Longuet, Higgins)

$$\bar{U}_o = \frac{5}{4} \left(\frac{\pi H}{L} \right)^2 \frac{C}{[\sin H(kh)]^2}$$

d_s = diámetro del sedimento que está en equilibrio

y esta relación es válida únicamente para la zona antes de rampiente.

En los modelos teóricos que se han analizado, ninguno es capaz de predecir adecuadamente el transporte de sedimento, dada la dificultad en la estimación de parámetros. Como opción se han realizado modelos empíricos que consideran la hipótesis del punto nulo, como una mejor

aproximación a la realidad. (TABLA I. II).

TABLA I. II. Características de diferentes modelos empíricos utilizados por varios autores.

AUTOR	AÑO	LUGAR	# PUNTOS	METODO	OLEAJE ALTURA	JE DIRECCION	ϕ (mm)
WATTS	1953	FLORIDA	4	DRAGA	MEDICION	ESTIMADO	0.40
CALDWELL	1956	ANAHEIM	5	PERFILES	MEDICION CALCULO	CALCULO Y REFRACCION	0.40
MOORE & COLE	1960	ALASKA	1	CRECIMIENTO DE UNA BARRA	ESTIMACION	ESTIMACION	1.00
JOHNSON	1962	STA. BARBARA	5	PERFILES	CALCULO	H. MAXIMA CALCULADA	0.20
SALVIN	1960	STA. BARBARA	5	PERFILES	CALCULO	H. MAXIMA CALCULADA	0.20
KOMAR & INMANN	1969	IMP. BEACH	4	TRAZADOR	MEDICION	MEDICION	0.18
KOMAR & INMANN	1970	SAN FELIX	10	TRAZADOR	MEDICION	MEDICION	0.60
TORTON	1969	FLORIDA	14	TEMPAS	MEDICION	MEDICION	0.20
MADSEN	1978	IMP. BEACH	4	?	MEDICION	CALCULO.	0.17

Transporte a lo Largo de la Playa.

Komar e Inmann (1970), hicieron una compilación de datos de diferentes autores, para relacionar el transporte a lo largo de la playa y la potencia requerida para dicho transporte. Obtuvieron un coeficiente $K = 0.77$, que es la pendiente de una recta ajustada a los datos analizados (fig. 1.10).

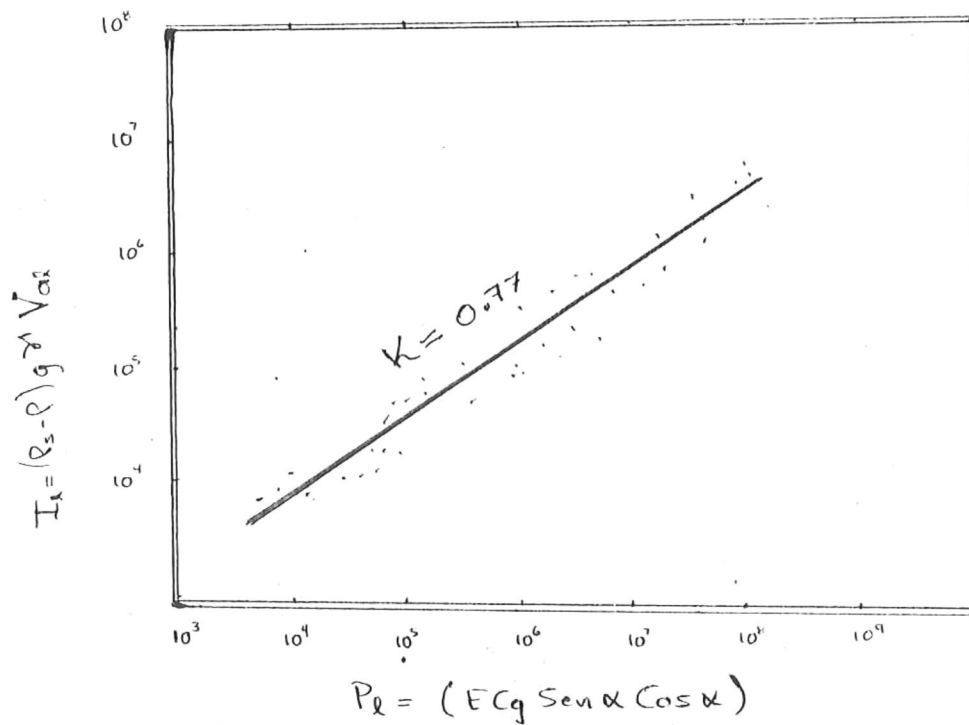


Figura 1.10. Relación de transporte a lo largo de la playa vs. potencia requerida para dicho transporte.

De las expresiones

$$I_p = (\rho_s - \rho) g \lambda V_{al}$$

$$P_d = E c g \sin \alpha \cos \alpha$$

donde λ = factor de corrección por porosidad del sedimento 20.6

K = coeficiente de proporcionalidad 0.77

I = transporte a lo largo de la playa

P_d = potencia para mover el sedimento

V_{al} = volumen de sedimento que se mueve a lo largo de la costa

definen $I_p = K P_d$

entonces $I_p = 0.77 E c g \sin \alpha \cos \alpha$

y utilizando $c g \sqrt{g h}$ y el criterio de rompiente para aguas someras

$$\text{de } H/h = 0.8 \rightarrow h = H/0.8; \sqrt{h} = \sqrt{H}/0.9$$

y definiendo $R = 0.77 / (0.9 \times 4.8)$

obtienen la expresión

$$(\rho_s - \rho) g \lambda V_{al} = 0.77 E c g \sin \alpha \cos \alpha$$

y haciendo álgebra

$$V_{al} = R \frac{H^{5/2} \sqrt{g} \cos \alpha \sin \alpha}{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right)}$$

Se obtiene la expresión anterior, que determina el transporte a lo largo de la costa. Basta con medir el ángulo de aproximación del oleaje y la altura del oleaje H , para poder inferir el transporte a lo largo de la costa. Pero este modelo está muy restringido para playas que no tengan mucha refracción, además de que se considera la densidad unitaria, no se toma en cuenta la fricción

Modelos Numéricos

Del desarrollo de las computadoras en los últimos tiempos, ha sido factible solucionar múltiples problemas, que analíticamente parecían imposibles; en procesos litorales, las computadoras han tenido gran aplicación, porque gracias al modelaje numérico se han desarrollado aproximaciones a problemas tales como configuraciones de la línea de costa en presencia de estructuras, para de esa manera observar su evolución.

Considérese una porción de costa (fig. 1.11):

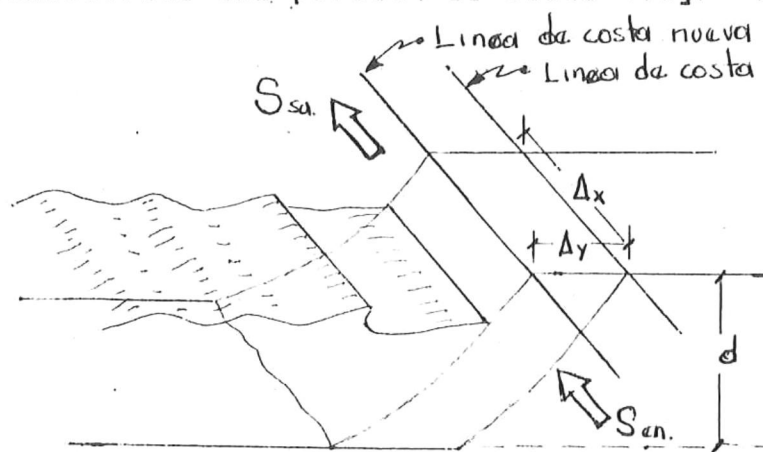


Figura 1.11. Representación esquemática de una porción de costa.

donde el volumen $\Delta V = d \cdot \Delta x \cdot \Delta y$

Sea S_{in} = Sedimento de entrada al "compartimento"

S_{out} = Sedimento de salida del "compartimento"

entonces, el cambio de volumen puede representarse como:

Observaciones:

Si $S_{in} > S_{out} \Rightarrow \Delta V$ será positivo, denotando una depositación en el segmento de costa;

Si $S_{in} < S_{out} \Rightarrow \Delta V$ será negativo, y la playa se erosionará.

Si se tiene un Δx unitario, la relación de volumen puede expresarse como: $\Delta V = \Delta y \cdot d$

donde $\Delta y \cdot d$ indica el área seccional de playa que es erosionada o depositada.

Combinando las ecuaciones anteriores, se tiene:

$$\Delta y = \frac{S_{in} - S_{out}}{d} \frac{\Delta t}{\Delta x}$$

Si $\Delta S \equiv S_{out} - S_{in}$ entonces,

$$\frac{\Delta y}{\Delta t} = - \frac{1}{d} \frac{\Delta S}{\Delta x}$$

en el límite

$$\frac{dy}{dt} = -\frac{1}{d} \frac{ds}{dx}$$

La anterior relación indica la razón de cambio de la posición de la línea de costa (dy/dt), la cual se expresa por los cambios de la cantidad de sedimento transportado a lo largo de la costa (ds/dx).

Si la cantidad de sedimento que es transportada a lo largo de la costa está disminuyendo ($ds/dx = -$), se tiene que dy/dt es positivo y la línea de costa está avanzando.

Si $s = \text{cte}$, entonces $ds/dx = 0$ y $dy/dt = 0$, lo cual indica que la posición de la línea de costa es estable.

Gráficamente (fig. 1.12):

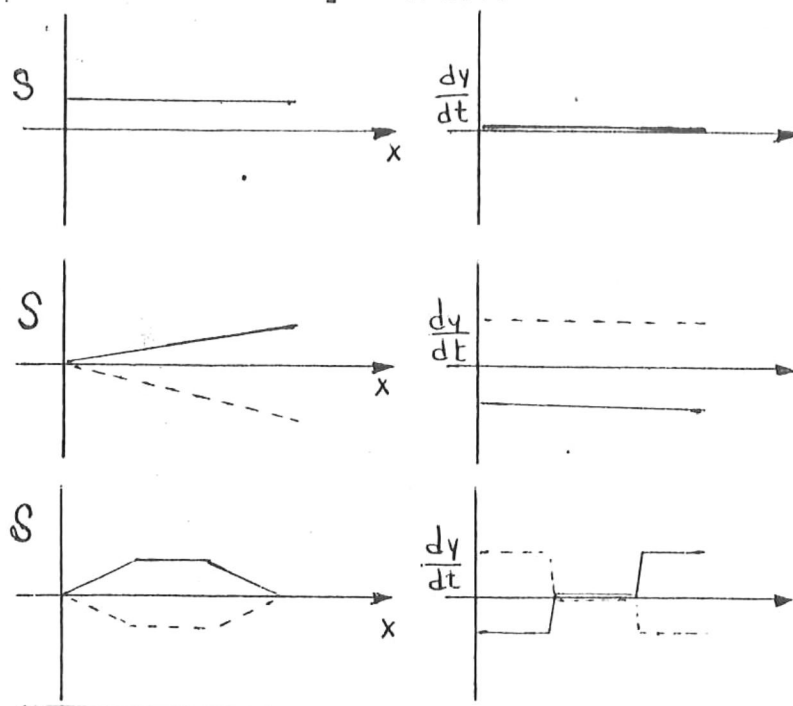


Figura 1.12. Curvas que indican la razón de cambio de la posición de la línea de costa.

Considérese la ecuación que relaciona la razón de transporte de sedimento inmerso a lo largo de la costa:

$$S_f \doteq P_f \doteq E C_g \cos \alpha \operatorname{sen} \alpha$$

$$\doteq H^2 \frac{dw}{dk} \cos \alpha \operatorname{sen} \alpha$$

donde dw = cambio de fase

dk = cambio del número de onda

H = altura de la ola

α = ángulo de aproximación de la cresta de oleaje en la rompiente

Así, la ecuación, puede expresarse:

$$\frac{dy}{dt} = - \frac{1}{d} \frac{d}{dx} \left(H^2 \frac{dw}{dk} \cos \alpha \operatorname{sen} \alpha \right)$$

donde se observa que la razón de cambio de la posición de la línea de costa (dy/dt), depende de las características del oleaje, tales como altura de la ola, ángulo de aproximación, longitud y fase de onda.

Consideraciones para la aplicación de un modelo de simulación de cambios en la línea de costa:

Definir la configuración inicial de la línea de costa.

Establecer fuentes y pérdidas de sedimento.

Evaluar los parámetros del oleaje que incide, tales como altura, periodo y ángulo de aproximación.

Indicar la influencia de los parámetros del oleaje en el transporte de sedimento a lo largo de la costa

Determinar cómo la línea de costa es alterada de su configuración inicial, bajo las anteriores condiciones a incrementos de tiempo y donde para la aplicación de un modelo se considera una sección de playa, la cual puede dividirse en segmentos (fig. 1.13):

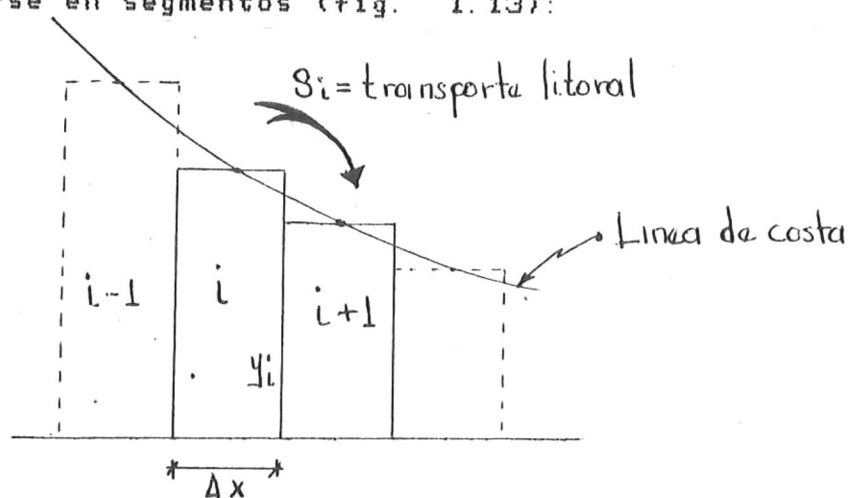


Figura 1.13. Configuración esquemática de un modelo de playa para predicción de los cambios en la línea de costa.

y la relación puede expresarse como:

$$\Delta y_t = (S_{i-1} - S_i) \frac{\Delta t}{d \cdot \Delta x}$$

siendo importante seleccionar un intervalo de muestreo adecuado, para así poder evaluar los posibles cambios que se presenten en las características del oleaje, obteniendo una mejor aproximación del cambio en la línea de costa.

Desarrollo de un Modelo

Considérese un segmento de playa (fig. 1.14):

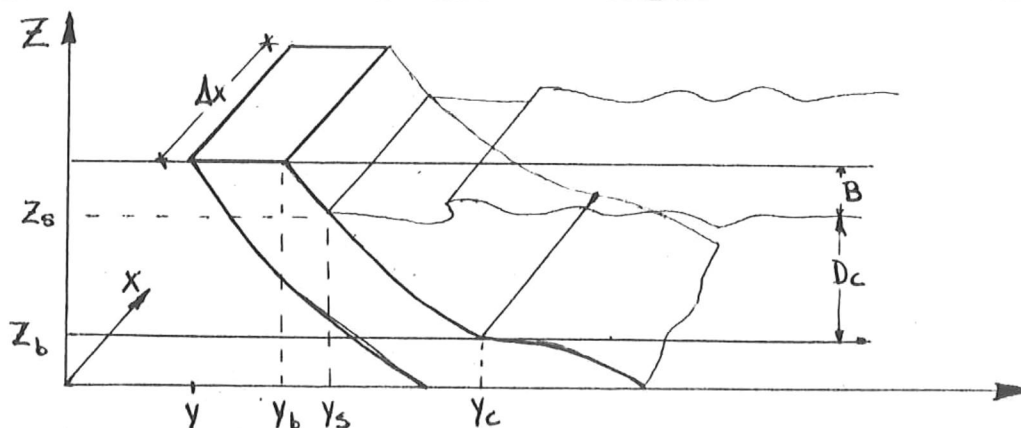


Figura 1.14. Representación esquemática de un modelo de playa, referido a un eje cartesiano.

donde la topografía es definida en un sistema cartesiano (x , y , z), con el eje X paralelo a la línea de costa, el eje Y perpendicular, y el eje Z positivo hacia arriba.

El ángulo de la línea de costa con el eje X es pequeño.

La línea de costa está definida por:

- donde
- Z_b = define el nivel del mar en función del tiempo
 - Y_c = delimita el punto o profundidad donde ya no hay movimiento de sedimento por oleaje
 - Y_i = intersección de Z con Y
 - D_c = profundidad a la que se encuentra Y_c
 - B = altura del escarpe en caso de erosión y H en caso de acreción
 - Z_b = topografía o profundidad

El volumen o cantidad de sedimento puede evaluarse mediante la relación

$$V(t) = \int_0^{Y_i} Z_b(x, y, t) dy \quad \text{para un } X \text{ unitario}$$

donde se asume que el perfil de playa cambia durante una cantidad de tiempo (dt), siendo el perfil de equilibrio, la playa inicial.

La desviación y modificación de este perfil de playa inicial, puede ser representado de la siguiente manera (fig. 1.15).

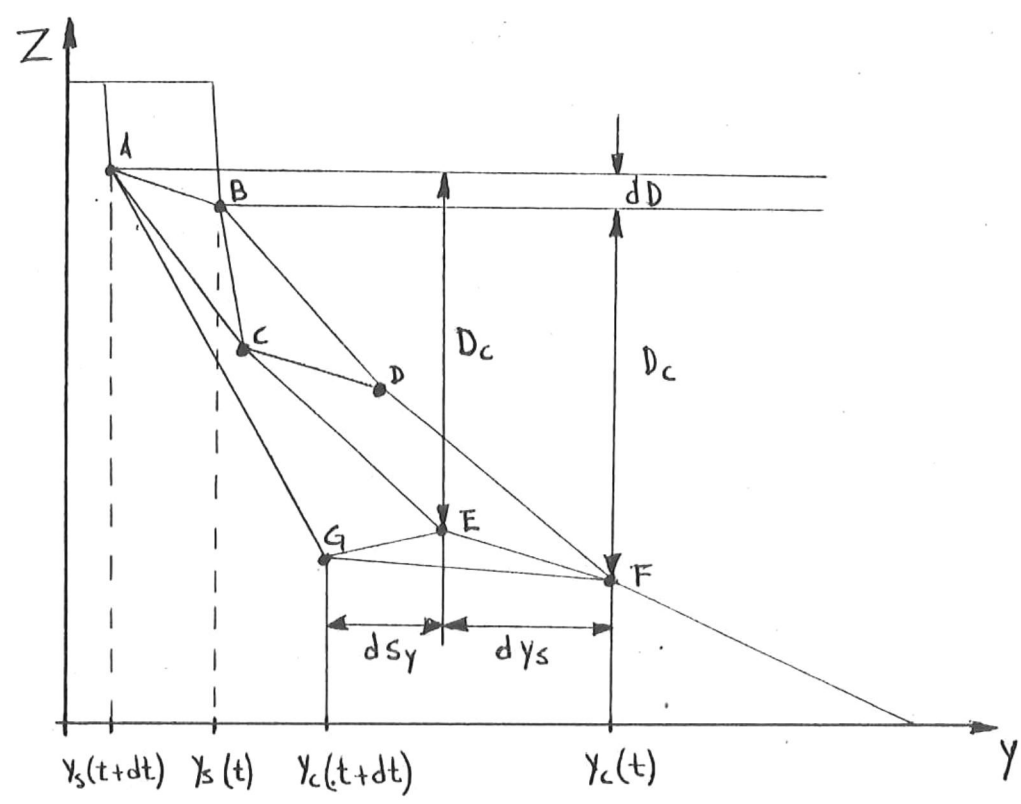


Figura 1.15. Caracterización de la desviación y modificación del perfil de la playa inicial.

1. Una traslación en el plano YZ está definida por

$$dy/dt \quad ; \quad dD/dt$$

donde dD/dt = la razón de cambio del nivel del mar
se observa que este tipo de cambio, no altera la forma de la
playa, es decir, que la traslación es independiente del
perfil.

Si el perfil de playa normalmente presenta un
determinado número de formaciones de barras, etc., bajo
condiciones normales de traslación se reproducirán estas
características a la misma profundidad.

2. Una perturbación caracterizando la variación del
perfil inicial.

Dado que el rango de la componente vertical de
traslación es dD/dt , la variación del perfil puede ser
definida únicamente por un desplazamiento horizontal al
límite D ; el desplazamiento horizontal que caracteriza la
razón de cambio de la pendiente de la playa promedio, está
definida por

$$\frac{d S_y (x, t)}{d t}$$

así:

$$\frac{dJ_c}{dt} = \frac{dy_s}{dt} + \frac{dS_y}{dt}$$

La cantidad de arena al tiempo $(t+dt)$ es

$$V(t+dt) = \int_0^{y_1} Z_b(x, y, t+\Delta t) dy$$

y el cambio de volumen puede expresarse como:

$$\frac{dV(t+\Delta t)}{dt} = \int_0^{y_1} \frac{dZ_b}{dt} dy = \int_0^{y_1} \left(\frac{\partial Z_b}{\partial t} + \frac{\partial Z_b}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial Z_b}{\partial x} \frac{dx}{dt} \right) dy$$

donde dZ_b/dx es la variación de la elevación de la playa a lo largo del eje OX, de tal forma que el ángulo de la playa con el eje OX es pequeño,

$$\frac{\partial Z_b}{\partial x} \ll \frac{\partial Z_b}{\partial y}$$

Observaciones:

- El cambio de Z que ocurre a lo a lo largo de la playa es relativamente pequeño, en relación a los cambios a través del perfil, y la variación del perfil de la playa sobre la distancia dx es pequeña

- La velocidad de variación de la playa a lo largo del eje OX es pequeña, comparada con la variación de la playa a lo largo del eje OY, porque

$$\frac{\partial Z_b}{\partial x} \frac{dx}{dt} \ll \frac{\partial Z_b}{\partial y} \frac{dy}{dt}$$

por lo que $\frac{dz_b}{dx} \frac{dx}{dt}$ pueda ser despreciado

1. Evaluando el cambio de volumen (dV/dt), debido a la traslación (YZ) y observando la figura 1.15, se tiene que:

$$(B + D_c) \frac{dy_s}{dt}$$

y el cambio de volumen debido al desplazamiento vertical:

$$(y_c - y_b) \frac{dD}{dt}$$

donde y_b = ordenada que caracteriza la localización del escarpe

Combinando las dos relaciones anteriores, se tiene que:

$$\frac{dV_1}{dt} = (B + D_c) \frac{dy_s}{dt} - (y_c - y_b) \frac{dD}{dt}$$

2. Evaluando el cambio de volumen, debido a la perturbación y desviación del perfil de equilibrio.

Se caracteriza por un cambio en la pendiente, de tal forma que la variación del volumen de arena, respecto a este cambio es:

$$\frac{dV_2}{dt} = \frac{1}{2} D_c \frac{dS_y}{dt}$$

Así, la variación del volumen total de arena es

$$\frac{dV}{dt} = \frac{dV_1}{dt} - \frac{dV_2}{dt} = (B + D_c) \frac{dy_s}{dt} - (y_c - y_b) \frac{dD}{dt} + \frac{1}{2} D_c \frac{dS_y}{dt}$$

la cual relaciona el cambio de volumen de sedimento debido a la combinación de movimientos, tales como traslación horizontal, cambio vertical y cambio de pendiente

La variación de volumen de arena, debido al transporte litoral a lo largo del eje OX, y al movimiento hacia y fuera de la costa está dada por:

$$\frac{dV}{dt} = (B + D_c) \frac{dy}{dt} - (y_c - y_b) \frac{dD}{dt} + \frac{1}{2} D_c \frac{dS_y}{dt}$$

debe cumplir implícitamente, las siguientes consideraciones:

1. Descarga de arena por ancho unitario de playa, que incluye:

- a) Cantidad de arena que se pierde por el viento, Q_{yw} .
- b) Cantidad de material fino transportado mar adentro en suspensión, $Q_{ys} = K_s B \frac{dy_s}{dt}$ donde K_s es el porcentaje de material fino en el escarpe de la playa. Esta pérdida ocurre sólo cuando hay erosión, $\frac{dy_s}{dt} < 0$.
- c) Pérdidas de arena, debido a corrientes de densidad durante períodos de tormenta, Q , lo cual está en función de la distribución de tamaño y densidad del material.

2. Variación local debido a pérdidas de arena por corrientes de retorno, a descargas inesperadas de arena, en caso de alimentación de playa, o a otros factores. Está dada por $M(x, t)$.

3. La variación de transporte litoral a lo largo del eje OX , dado por $Q_s(s) - Q_x(x + dx) = - \frac{dQ_s}{dx} dx$, donde Q_s es la razón de transporte a lo largo de la costa, dado como función del ángulo de incidencia del oleaje, de las características del sedimento, pendiente de la ola, pendiente de la playa, etc., según sea la fórmula que se utilice.

Suponiendo que la razón de transporte es independiente de las características del sedimento y depende únicamente del flujo de energía a lo largo de la costa, P_f , entonces, $Q_s = k P_f$, donde empíricamente se ha encontrado que

$$Q_s = 7.5 \times 10^3 P_f \quad (\text{yardas}^3 \text{cúbicas/año}) \quad \text{y}$$

$$P_f = \frac{\rho g^2}{64\pi} T (H_o K_R)^2 \sin 2 \alpha_b$$

donde H = altura de la ola en aguas profundas

α_b = ángulo de la rompiente con la línea de costa

T = período del oleaje

K_R = coeficiente de refracción del oleaje de aguas profundas a la línea de rompiente

Esta expresión es aplicable en playas de poca curvatura, donde el coeficiente de refracción, K_R , y el ángulo de la rompiente, α , puede ser determinado a partir de las características del oleaje, en aguas profundas (H_0 , T , d_0) y de la orientación de la playa, $(\partial y_s / \partial t)$.

Considerando una sección de playa, incluyendo un espigón perpendicular a la línea de costa en la localidad, X_i , ($X_i \rightarrow \infty$) con oleaje incidiendo al eje OX un cierto ángulo α , contornos del fondo igual a α y donde la línea de costa tiene la misma dirección que el eje OX , como se esquematiza en la figura 1.16.

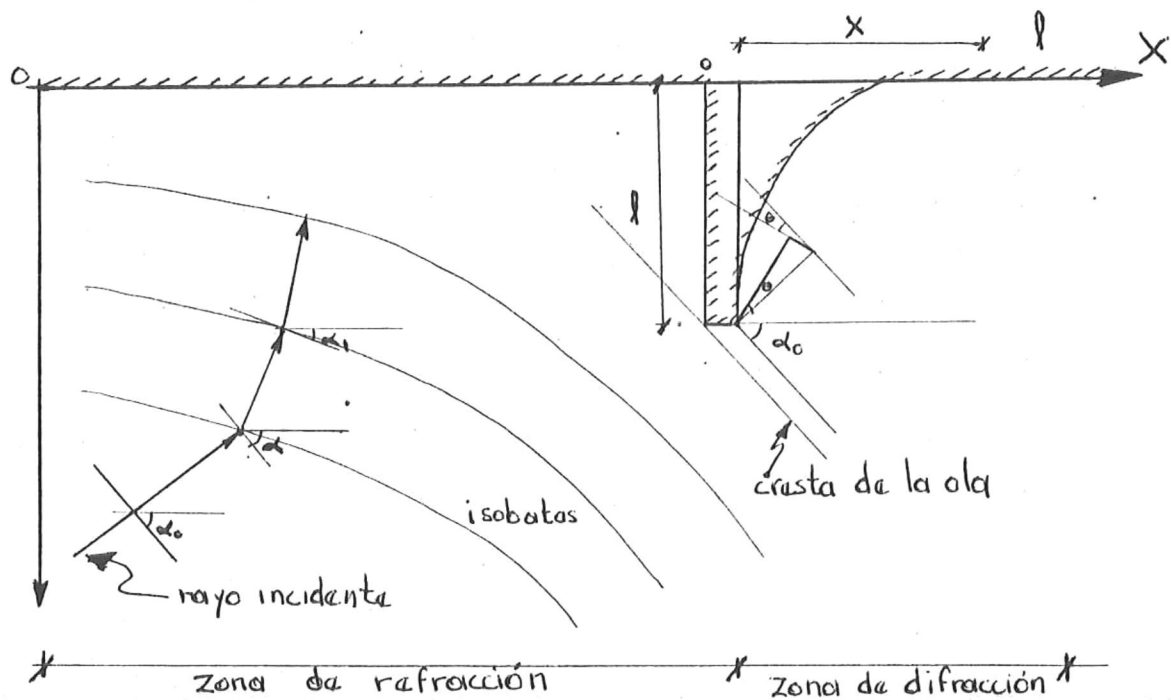


Figura 1.16. Esquema de refracción de oleaje.

Si la línea de costa de O a X_i tiende a ser paralela a la cresta de la ola, entonces:

$$\alpha_o = \operatorname{tg}^{-1} \left. \frac{dy_s}{dx} \right|_{x=0}$$

En general para cualquier x ,

$$\alpha_o = \alpha + \operatorname{tg}^{-1} \frac{dy_s}{dx}$$

Para evaluar α_o se usa la Ley de Snell:

$$\frac{c_b}{c} = \frac{\operatorname{Sen} \alpha_b}{\operatorname{Sen} \alpha}$$

Considerando la relación de dispersión, conservación del flujo de energía entre rayos hasta la rompiente ($E_o = E_b$), y el criterio de rompiente $H_o/L_o = 0.4 \operatorname{tg} h \frac{2\pi d_b}{L_b}$; además suponiendo $\alpha_o < 50^\circ$ se obtiene:

$$\alpha_b \approx \alpha_o (0.25 + 5.5 H_o/L_o)$$

donde:

$$L_o = \frac{gT^2}{2\pi}$$

entonces:

$$\alpha_b = \alpha_o \left(0.25 + 11\pi \frac{H_o}{gT^2} \right)$$

El coeficiente de refracción será:

$$K_R = \left(\frac{\cos \alpha_o}{\cos \alpha_b} \right)^{1/2}$$

sustituyendo α_o y α_b queda expresado como:

$$K_R = \left[\frac{\cos \left(\alpha + \operatorname{tg}^{-1} \frac{dy_s}{dx} \right)}{\cos \left[\left(\alpha + \operatorname{tg}^{-1} \frac{dy_s}{dx} \right) \left(0.25 + 11\pi \frac{H_o}{gT^2} \right) \right]} \right]^{1/2}$$

De esta forma, evaluando α_b y K_R , la variación de transporte litoral en un intervalo infinitesimal $\Delta x \rightarrow 0$, queda expresado como:

$$\frac{dQ_s}{dx} = A H_0^2 K_R^2 2 \cos 2\alpha_b \frac{d\alpha_b}{dx} + A H_0^2 2K_R \frac{dK_R}{dx} \sin 2\alpha_b$$

donde: $A = 7.5 \times 10^3 \frac{\rho g}{6 + \pi} T$

$$\frac{d\alpha_b}{dx} = \frac{d\alpha_0}{dx} \left(0.25 + 11\pi \frac{H_0}{gt^2} \right)$$

$$\frac{d\alpha_0}{dx} = \frac{1}{\left(1 + \frac{dY_s}{dx} \right)^2} \frac{d^2 Y_s}{dx^2}$$

de tal forma que:

$$\frac{d\alpha_b}{dx} = \frac{\left(0.25 + 11\pi \frac{H_0}{gt^2} \right)}{\left(1 + \frac{dY_s}{dx} \right)^2} \frac{d^2 Y_s}{dx^2}$$

En una zona de difracción producida por una estructura costera de longitud λ (fig. 1.16), α_b es la suma de variaciones de dirección del oleaje a lo largo de la costa, incluyendo la variación en la zona de difracción

$$\frac{d\theta}{dx} = \frac{d\theta'}{dx} = \frac{1}{1 + (x/\lambda)^2} \text{ entonces } \frac{d\alpha_b}{dx} = \frac{1}{1 + \left(\frac{dY_s}{dx}\right)^2} \frac{d^2 Y_s}{dx^2} + \frac{1}{1 + (x/\lambda)^2}$$

donde la difracción deja de ser importante a una distancia x , mayor que λ .

Por otro lado, la altura de la ola también varía significativamente a lo largo de la cresta, debido a la difracción, por lo que el coeficiente de refracción K_R es sustituido por un coeficiente combinado de difracción-refracción, K_{DR} . Considerando que la variación dK_D/dx es mucho mayor que dK_R/dx , entonces:

$$\frac{dQ_s}{dx} = \frac{1}{2} A H_o^2 K_R^2 \left(K_D \cos \alpha_b \frac{d\alpha_b}{dx} + K_D \frac{dK_D}{dx} \sin \alpha_b \right)$$

donde α_b está en función de α_o y éste a su vez, depende de la pendiente de la ola en aguas profundas, H/L de tal forma que:

$$\frac{1}{2} K_D^2 K_R^2 \sin 2\alpha_b = K_D^2 \cos \alpha_o \sin \alpha_b$$

y:

$$\frac{d}{dx} \cos \alpha_o \sin \alpha_b = F(\alpha_o) \frac{d\alpha_o}{dx}$$

Entonces, en una zona de refracción, la variación total de arena transportada a lo largo del eje Ox (paralelo a la costa), dQ_s/dx , está dada por la ecuación anterior, donde $\alpha_b = f(\alpha_o)$; en una zona de difracción de longitud L , que es la longitud de la estructura difractada.

La expresión general del balance de arena es:

$$\left(B(x,t) + D_c \right) \frac{dy_s}{dt} + (y_c - y_b) \frac{dD}{dt} + \frac{1}{2} D_c \frac{dS_y}{dt} = \frac{dQ}{dx}$$

donde: $Q = A H_0^2 K_R^2 K_D^2 \sin 2 \alpha_b$

$$y \quad \frac{dy}{dt} = \frac{B_0 + D_c}{B + D_c} F(\alpha_0) \frac{d\alpha}{dx} - (y_c - y_b) \frac{dB}{dt} - \frac{1}{2} \frac{D_c}{B_0 + D_c} \frac{ds}{dt} + 2 K_D \frac{dK_D}{dx} \cos \alpha_0 \sin \alpha_b \left] + \frac{B_0 + D_c}{B + D_c} F(\alpha_0) \frac{1}{1 + (dy/dx)^2} \frac{d^2 y}{dx^2}$$

donde $\alpha = \alpha(x)$ en la zona de difracción

B = altura del escarpe

Esta expresión puede ser simplificada de la siguiente manera, para aplicarse a lugares donde el escarpe de la berma es constante, la pendiente de la playa es uniforme, y no cambia el nivel del mar:

$$\rightarrow \frac{dy}{dt} = F(\alpha_0) \frac{1}{1 + (dy/dx)^2} \frac{d^2 y}{dx^2} + 2 K_D \frac{K_D}{dx} \cos \alpha_0 \sin \alpha_b + F(\alpha_0) \frac{d\alpha}{dx}$$

con las condiciones de frontera especificadas.

Una aplicación práctica de este modelo numérico, lo ejemplifica el caso del puerto Holland, que comunica el lago Michigan, con el lago Makatawa.

En la entrada del puerto, se tiene una estructura como se observa en la figura 1.17:

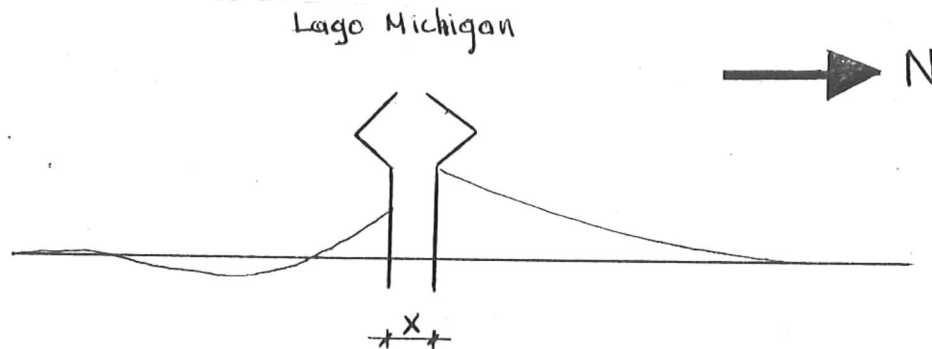


Figura 1.17. Estructura que en la boca comunica el Lago Michigan con el Lago Makatawa.

Se lleva a cabo una simulación en la que la distancia x se hace cero, y se comparan los resultados con las observaciones de 1967 y 1968 (fig. 1.18).

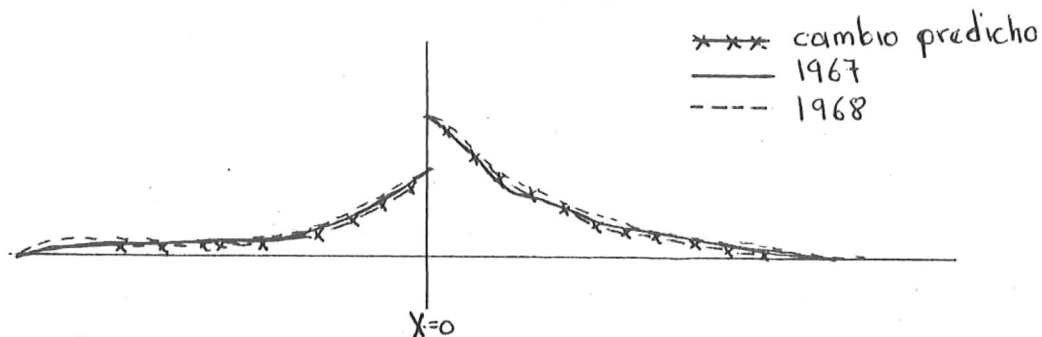


Figura 1.18. Resultados del modelo y comparación con las observaciones de los años 1967 y 1968.

y si se observa una curva característica de erosión y depositación de la zona adyacente a la boca, se tiene (fig. 1.19):

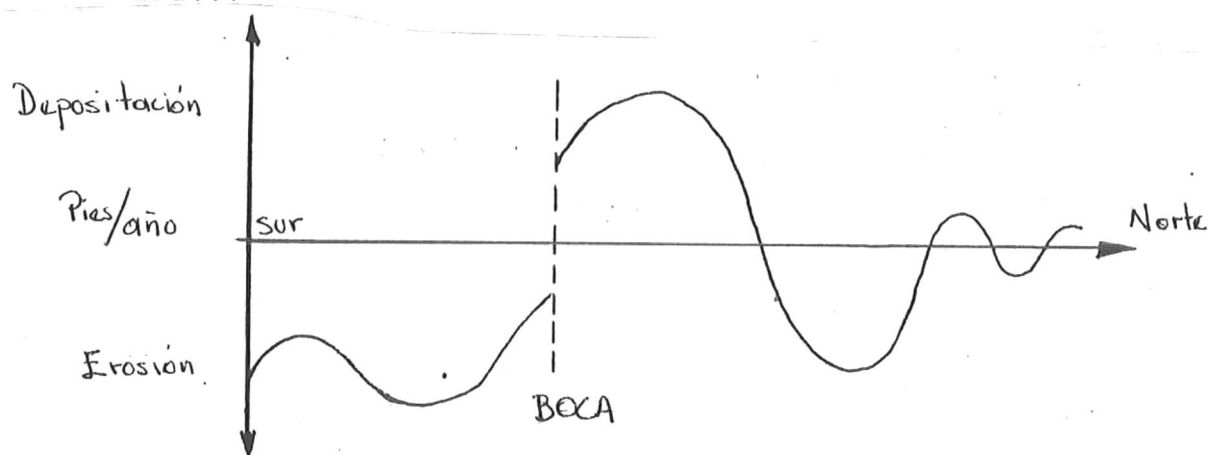


Figura 1.19. Curva característica de erosión y depositación de la zona adyacente a la boca.

que coincide con las observaciones y las predicciones.

Dinámica de Flujos en Canales

Para entender los procesos del oleaje y de las corrientes de mareas de un canal, se puede hacer una aproximación de la entrada al canal como si fuera un perfil de playa donde la parte superior sería de longitud (L) como se muestran en las figuras 1.20 y 1.21.

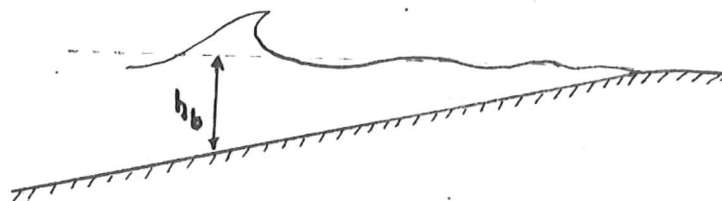


Figura 1.20. Corte transversal de una playa.

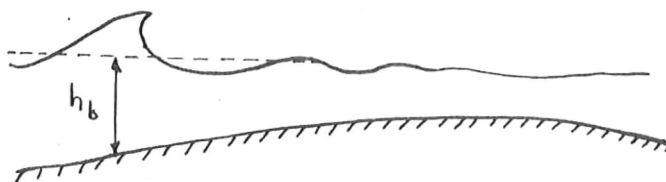


Figura 1.21. Corte transversal de un canal.

En esta zona se tendría un movimiento del oleaje unidireccional y el movimiento de las mareas bidireccional. También se puede presentar el caso de aporte de un río y se tendría una corriente contraria al oleaje. Este, en presencia de otra corriente, se ve afectado en sus características dada la enorme interacción que presentan, si

el oleaje se presenta al igual que la corriente en la misma dirección, su celeridad aumentaría y la pendiente de la ola se haría menor, si por el contrario la corriente y el oleaje se presentan opuestos, esta corriente disminuirá la celeridad del oleaje y aumentará la pendiente de la ola, todo esto será ocasionado por el efecto Doppler del oleaje en presencia de una corriente.

Es importante determinar, basándose en la morfología y dimensiones del canal, la importancia relativa tanto de las corrientes como del oleaje y su influencia en el transporte de sedimento.

Es necesario efectuar estudios básicos que ilustren acerca del comportamiento de la dinámica de los flujos en canales, dada la enorme aplicación de éstos para la navegación y es primordial, al querer hacer alguna construcción, el considerar el área transversal del canal, ya que al modificarlo aumentarían o disminuirían las velocidades del agua (si el área aumenta, la velocidad disminuye y viceversa) por lo tanto, el transporte de sedimento se modificará también.

En la construcción de estructuras en canales, son de gran ayuda los modelos físicos, ya que en ellos se pueden manejar algunos parámetros y ver sus cambios de acuerdo a las características que presenten, para de esa manera lograr obtener el mayor beneficio de los cuerpos de agua, mediante estructuras adecuadas funcionalmente.

Trazadores

Son partículas que presentan características de distinción, tal como fluorescencia, coloración, radioactividad, etc., y por medio de su carácter distintivo es posible la evaluación de su trayectoria.

El método de trazadores es utilizado para determinar la dirección del transporte de sedimentos a lo largo de la costa principalmente, y se considera un evaluador cualitativo más que cuantitativo.

De los diversos métodos existentes en la actualidad, es el de los trazadores el que ha tenido más auge, dado las enormes ventajas que presenta.

Tipos de Trazadores.

1. Fluorescentes. Consisten en teñir los granos (fluorescencia) para poder identificarlos.

El procedimiento a seguir para el uso de este tipo de trazador es el siguiente:

- a) Se toma la muestra de arena.
- b) Eliminación de sales y materia orgánica.
- c) Se pintan los granos.

1.1 Método de tinción para 100 gr de arena. El material requerido es el siguiente:

- 0.5 lb de tinta fluorescente
- 15 lts de gasolina
- 1 par de guantes, espátula o cuchara grande
- taladro para agitar la arena o removedor eléctrico

Se coloca la arena en la cubeta y se agrega la pintura previamente diluida, después se ponen a secar los granos, se debe tener cuidado en quitar la pintura que no se haya adherido bien, para esto debe lavarse con gasolina y ponerse a secar. Ya secos los granos, se cuida que no se formen gránulos, para esto se deben

disgregar las posibles uniones que se presenten. Después se introducen al medio, se muestrean y cuantifica.

Entre los tipos de muestreo más usuales están el de superficie, y el de volumen.

Con un nucleador de mano, se toma la muestra dividiéndose en el laboratorio el núcleo en capas delgadas, y dependiendo de qué tipo de muestreo se quiera, se hace el análisis para las primeras dos capas (superficiales). Si se desea hacer el de volumen, se deben analizar más capas del núcleo.

Se debe tener especial cuidado en seleccionar adecuadamente la red de muestreo, para poder hacer estimaciones con un buen grado de representatividad.

2. Radioactivos. Existen básicamente tres técnicas de utilización de material radioactivo:

i) Cubrir la superficie con material radioactivo fino.

ii) Introducir radioactividad natural que consiste en irradiar el cuarzo natural, de tal forma que se transforme en cuarzo radioactivo.

iii) Fundir el cuarzo natural para después

mezclarlo con el material radioactivo para así fabricar sedimento del tamaño que se desee. A esta técnica también se le conoce como fusión del vidrio.

Los elementos radioactivos más usados son los siguientes:

Cromo 51	Fósforo 32
Iridio 95	Kriptón 85
Xenón 133	Rutenio 103
Tantalio 182	Oro 198, 199

El criterio para seleccionar el tipo de elemento depende de muchos factores, destacando el tipo de emisión que se quiera, vida media del elemento, costo, disponibilidad, entre otros.

Las ventajas de la utilización de material radioactivo son:

- Al mismo tiempo que se muestrea, se procesa la información.
- No hay necesidad de extender el muestreo a lugares donde no haya trazador.
- No se requieren cantidades grandes de material.
- El material no sufre alteraciones.
- No se requiere mucho personal.

- Se puede muestrear en áreas mayor.

La unica desventaja de este trazador es que es muy caro.

Modelos Físicos

La interacción del oleaje, los vientos y las corrientes, en la evolución del transporte de sedimento en la costa es complejo, cuando los factores que interactúan son numerosos o dificultan la aplicación de un modelo numérico, los modelos físicos son de gran utilidad ya que con éstos se puede obtener una buena aproximación de dichos fenómenos.

Se dice que un modelo está a escala de su prototipo correspondiente si para cada tiempo, lugar y proceso ocurrido en éste, se observa el mismo en el modelo, y existirá similitud si las razones de los valores del modelo y del prototipo correspondiente para todas las cantidades físicas, son constantes. La distorsión existe si la escala de uno o más números adimensionales no es igual a uno, es permitida si hay dos cantidades de igual dimensión en el mismo problema, los efectos de escala serán los errores envueltos en la extrapolación de las mediciones del

modelo a escala y las dimensiones del prototipo, las cuales son debidas a desviaciones de las reglas de similaridad

Existe una completa similaridad, si existen tres similaridades: Geométrica, cinemática y dinámica. Las cantidades geométricas envuelven escalas de distancias, las cinemáticas a escalas de distancia y tiempo, y las dinámicas a escalas de distancia, tiempo y masa.

En los modelos físicos siempre hay distorsión y rara vez se cumple la similaridad geométrica, casi siempre se altera la escala vertical sobre todo en medición de olas.

Hay tres métodos para una aproximación dinámica o similaridad: Dinámico, dimensional y ecuacional, y estos relacionan la geometría, cinemática y fuerzas.

Algunas de las relaciones que se utilizan, se muestran en la Tabla I. III.

TABLA I. III. Relación de diferentes numeros adimensionales

Numero de:	Fuerzas	Fórmula
Froude	gravedad/inercia	v / \sqrt{Lg}
Mach	inercia/elásticos	$v / \sqrt{E/\rho}$
Reynolds	inercia/no lineales	$v / \mu \rho$
Euler	inercia/presión	$v / \sqrt{2\Delta p/\rho}$
Rosby	no lineal/coriolis	$v / \rho \cdot L$

Cuando se consideran modelos grandes, la distorsión en considerar profundidad y longitud a menudo se hace necesaria debido al efecto de las capas viscosas de la frontera cuando estas son rígidas. Una de las limitaciones es que los números transformados son obtenidos dentro del marco de similitud geométrica.

Si ahora una superficie de frontera S en el prototipo es expresada como $S(X/L, Y/L, t/T)$, la superficie en el modelo estará dada por la misma expresión, para fronteras fijas. La razón del tiempo no se considera.

Los modelos de fondo fijo, dado sus fronteras fijas solo interesa el comportamiento del fluido, envuelve flujos de mareas clasificados como ondas largas, donde la gravedad es la fuerza predominante, en este caso estará dada por la relación de Froude.

Los modelos de fondo móvil, se utilizan para ver las relaciones entre el flujo y el fondo granular móvil, y algunos de los problemas que se presentan son la rugosidad hidráulica, para el fondo y la simulación de la razón de transporte.

Las leyes del modelo pueden ser obtenidas de fórmulas ya establecidas, donde haciendo un análisis de los términos más significativos, se pueda llegar a una simplificación, donde se pueda aplicar alguna de las relaciones empíricas anteriores.

Los modelos físicos son una alternativa a los modelos numéricos y presentan la ventaja de que son muy versátiles y se pueden adaptar a casi cualquier condición pero al mismo tiempo, desprecian términos o parámetros importantes, como el tamaño del sedimento, cambios abruptos en topografía, viscosidad, tensión superficial que a escala pequeña es la principal fuerza restauradora y que junto con los demás son importantes en los procesos litorales.

Los modelos físicos se rigen por las leyes de similitud geométrica, dinámica, dimensional o de ecuaciones y cada uno tiene su teoría que lo fundamenta. La más utilizada es la similitud dinámica para los modelos físicos, ya que se pueden analizar los efectos en cambios de pendiente, en donde interesa el balance de fuerzas para obtener estabilidad una vez instalada una estructura.

Ejemplos claros de esto, son los modelos físicos de fondo móvil para Rosarito, B.C. y San Blas, Nay., en los que se pudo observar el efecto de estructuras en el transporte litoral y cambios en la línea de costa (figs. 1.22 - 1.26).

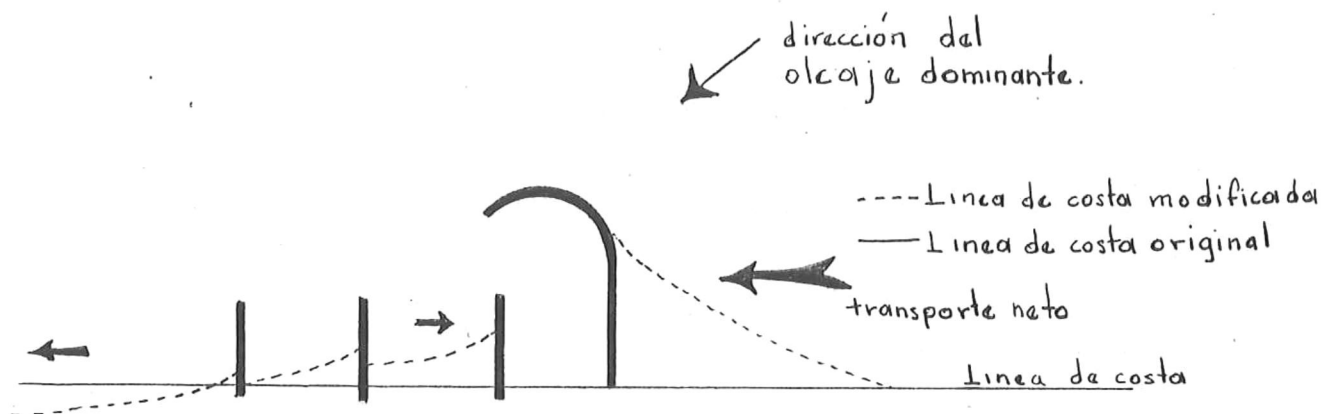


Figura 1.22. Modelo físico para transporte de sedimento (de fondo móvil) en Rosarito B.C.

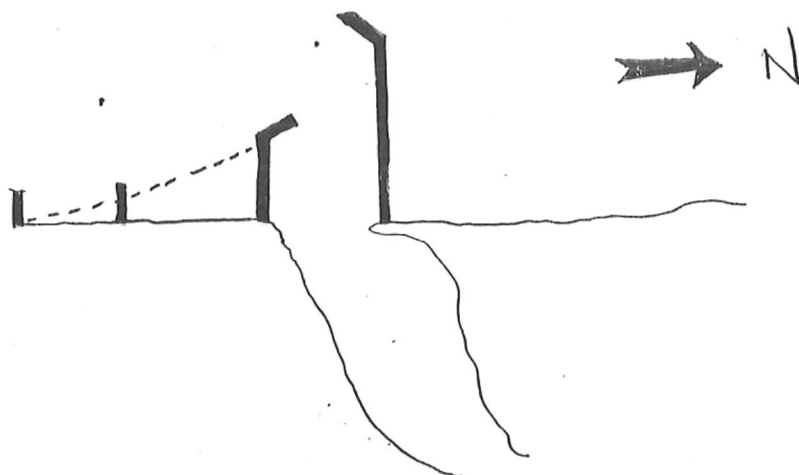


Figura 1.23. San Blas, Nayarit.

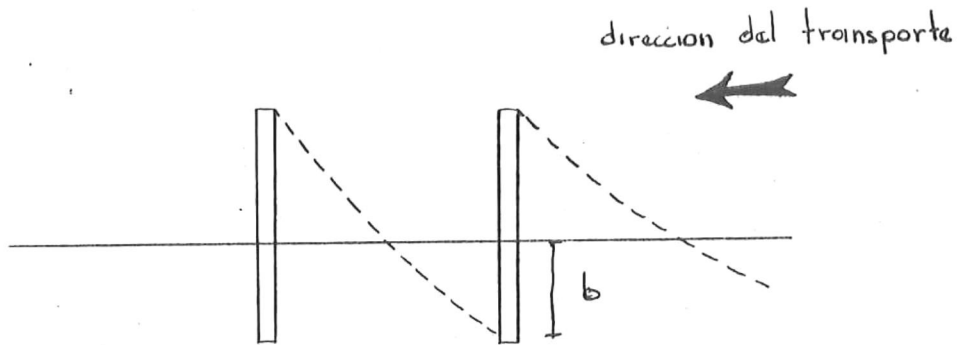


Figura 1.24. La longitud total de los espigones debe incluir la distancia b para hacerlos más eficientes.

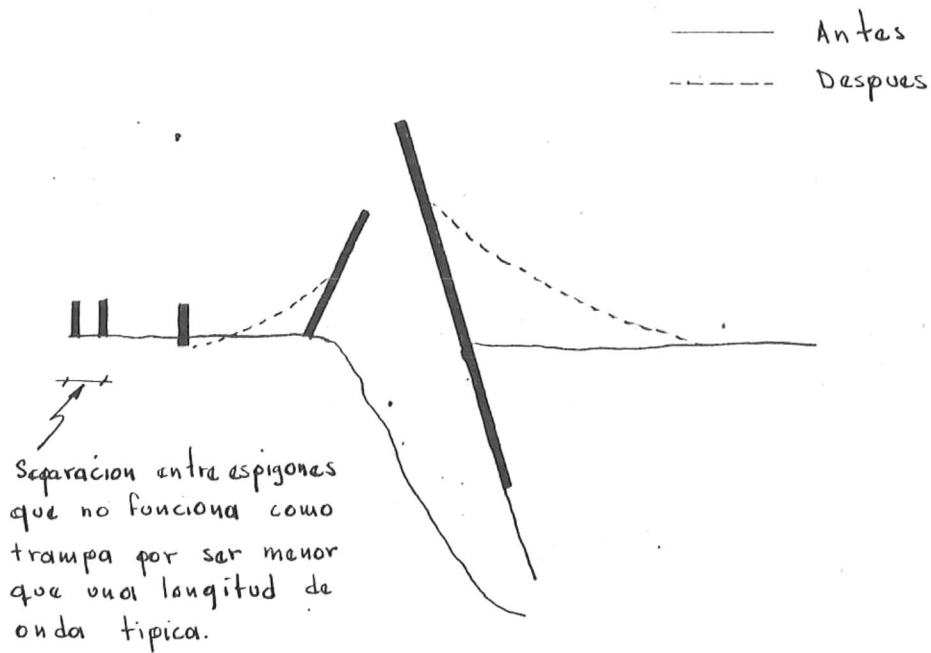


Figura 1.25. Estructuras construídas en San Blas, Nayarit.

Estabilidad en Bocas de Marea

Una boca de marea, como su nombre lo indica, es una conexión directa entre un cuerpo de agua o laguna costera y el mar, por medio de la cual se realiza intercambio de agua entre ellos. A la fecha, no hay una definición para estabilidad en bocas ya que para esto hay que considerar la forma del cuerpo costero, analizar el tipo de transporte de arena, todos los casos posibles en los que se genera estabilidad y el resultado obtenido acerca de la misma, dependerá del punto de vista y criterio del analista y de los fines para los cuales sea estudiada.

Por otra parte, se han establecido nomenclaturas estándar (fig. 1.27) para los parámetros involucrados, relaciones empíricas a partir de los mismos criterios de diferentes autores, para obtener una definición de estabilidad.

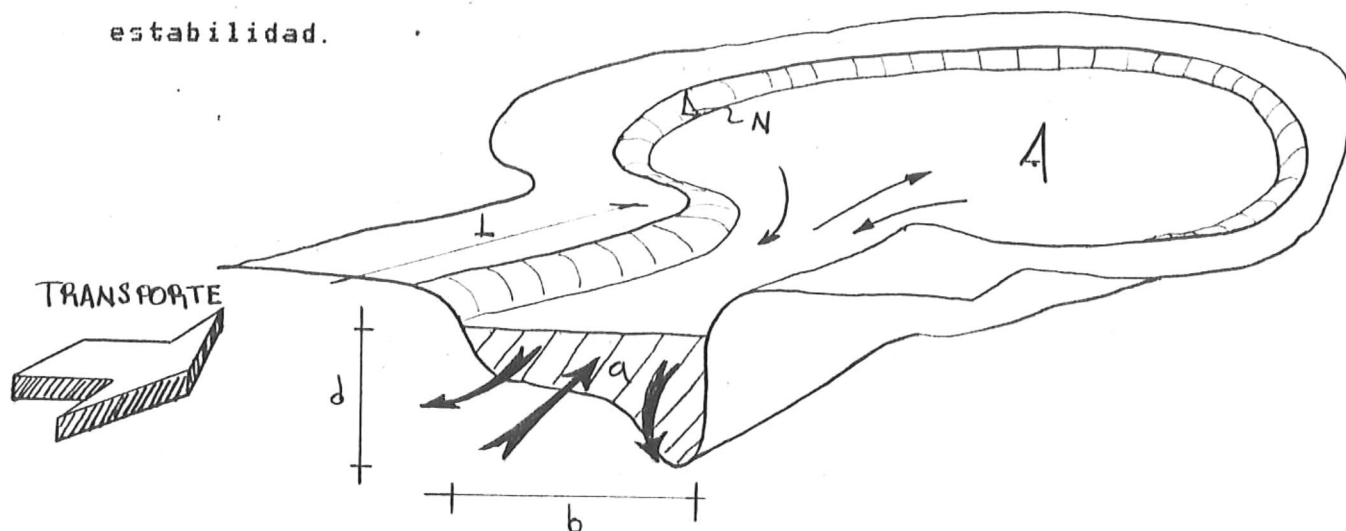


Figura 1.27. Representación esquemática y nomenclatura de una boca de marea.

Nomenclatura.

- a - mínima sección transversal de un canal
- A - área de la laguna al nivel del mar en un tiempo dado
- A_0 - área bajo el nivel medio del mar
- b - ancho del canal al nivel de la superficie del agua
- c - coeficiente de Chezy (para estabilidad turbulenta)
- d - profundidad del canal
- d_{50} - diámetro medio del sedimento
- f - fracción de la energía potencial que es utilizada para vencer la fricción
- F - coeficiente de fricción
- F_T - potencia de prisma de careas
- F_w - potencia de las olas
- γ - peso específico
- h - nivel en el cuerpo de agua
- H - nivel en el océano
- H_{max} - rango de mareas
- k_s - longitud típica del fondo
- l - retraso de la marea
- L - longitud típica del canal
- λ - longitud de onda de las olas
- M - transporte de sedimento
- M_n - transporte neto de sedimento
- n - coeficiente de Manning

- n' - coeficiente de Strickler
 N - pendiente de las paredes de la laguna
 p - perímetro mojado
 P - prisma de mareas
 q - transporte de sedimentos
 Q - descarga de agua
 Q_{MAX} - descarga máxima
 r - razón hidráulica
 ρ - densidad
 s - pendiente hidráulica
 T - período de la marea
 T_0 - esfuerzo constante del fondo
 T_w - período de las olas
 V - velocidad de la corriente
 V_{MAX} - velocidad máxima
 V_{MIN} - velocidad mínima
 W_f - Kilogramos fuerza
 W - masa

Una playa con transporte litoral estable siempre está sujeta a cambios en geometría, oleaje, etc. pero tiende a mantenerse en equilibrio dinámico, cuando los cambios de una boca de transporte litoral son relativamente pequeños se encuentra en estabilidad dinámica (fig. 1.28)

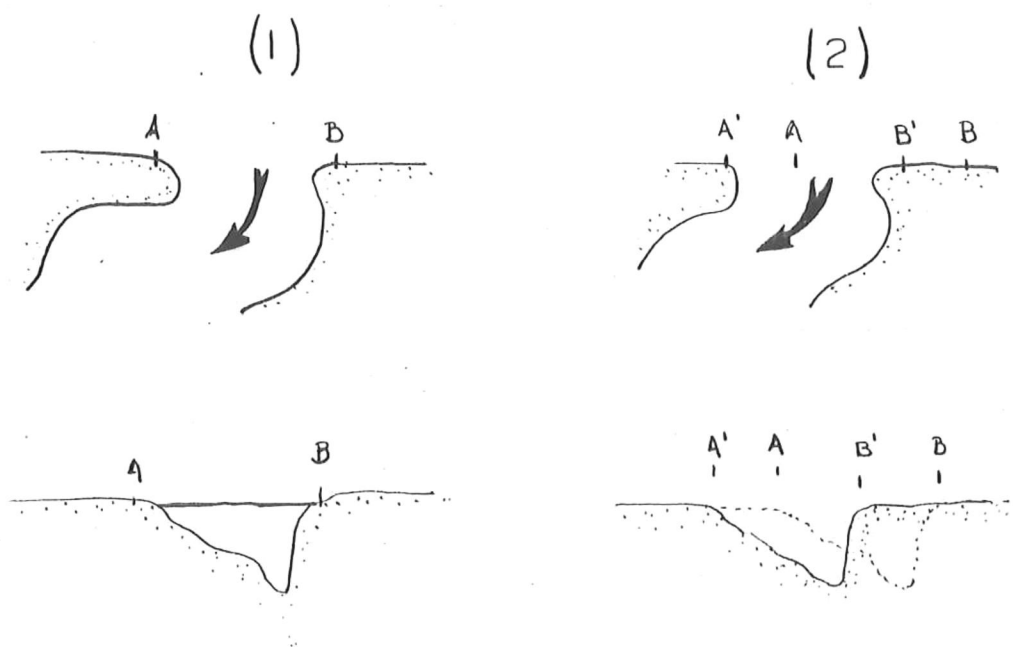


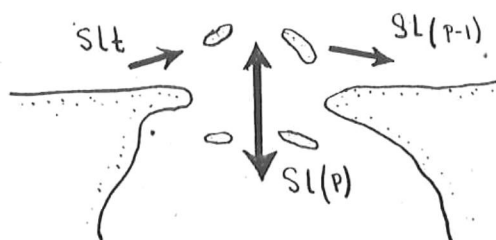
Figura 1.28. Cambios en la estabilidad de la boca de un estero.

Factores que afectan estos cambios: Cambios en el régimen de mareas; cambios en el régimen de oleaje.

Parámetros que influyen a que esté abierta la boca de mareas: Transporte a lo largo de la playa, velocidad de descarga, cambios de marea, fricción, esfuerzo generado por corrientes para mover o no mover el sedimento.

Parámetros que influyen a que se cierre la boca: poca descarga, bajas velocidades, mucho transporte a lo largo de la playa.

El comportamiento del transporte de sedimentos sobre la boca de mareas se observa en la figura 1.29, y su representación esquemática, en la figura 1.27.



SL_t → transporte de sedimentos a lo largo de la costa
 $SL(p)$ → sedimento que se mueve por flujo a través de la boca
 $SL(p-1)$ → sedimento que se mueve a través de los bajos o barras

Figura 1.29. Comportamiento del transporte de sedimentos sobre la boca de mareas.

Criterios para evaluar estabilidad en bocas.

Brown (1928), bajo las siguientes suposiciones:

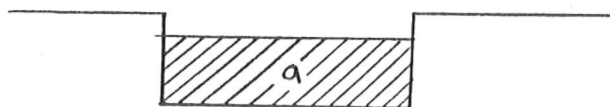
- a) La velocidad de entrada debe ser igual a la de salida.
- b) El canal debe ser de forma prismática.
- c) El area de entrada y/o salida debe de ser la misma.

Establece la relación:

$$V = C \sqrt{a/2} \rho L \sqrt[4]{H^2 - h^2}$$

en donde sí se cumple que (fig. 1.30)

$$a = A_0 + R \cos \theta$$



$a = \text{constante.}$

Figura 1.30. Area transversal de un canal.
donde: $R \cos \theta$

la considera como una variación periódica debido a la marea, y si las paredes del canal son verticales, entonces las velocidades de entrada y de salida serán iguales.

Por otro lado, no toma en cuenta a la fricción y esto limita las suposiciones a que un cuerpo de agua o laguna sea muy pequeño para poder aplicar esta relación, y hace además las siguientes suposiciones:

$$V = C \sqrt{r S} \quad \text{donde } r = a/p$$

$$Z_{\max} = \frac{H}{2} \text{ sen } 2\pi t$$

$$Z_{\text{laguna}} = \frac{h}{2} \text{ sen } \frac{2\pi (t-l)}{T}$$

entonces:

$$V = C \sqrt{r / 2 p_L} \sqrt{H^2 - h^2} \sqrt{\cos 2\pi (t-l) / T}$$

donde V será máxima cuando $t = l$ porque: $\cos 2\pi (t-l) / T = 0$

Por tanto, esta relación es aplicable para predicción de velocidades en un canal.

Escofier (1979) toma el criterio de que hay una velocidad crítica para desecar el agua de una laguna, la cual al ser rebasada, da lugar a la erosión y ésta a su vez, tiene un efecto directo en el área transversal del canal que al aumentar, a causa de la erosión disminuirá las velocidades hasta generar cierta estabilidad (fig. 1.31).

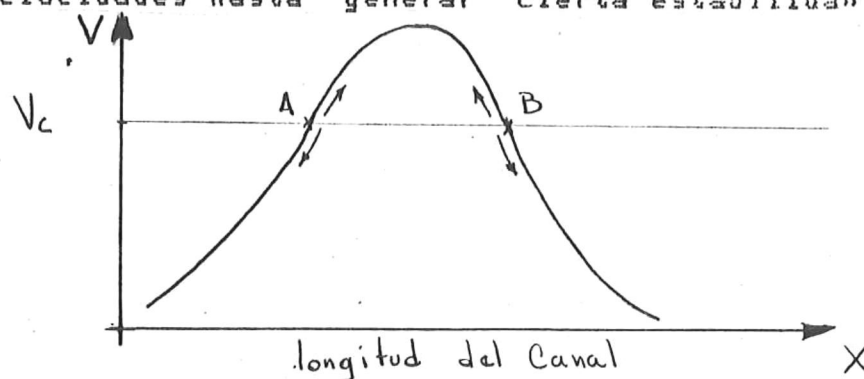


Figura 1.31. Curva de velocidades críticas que determinan erosión o estabilidad en un canal.

donde los valores de x son la longitud del canal y se puede observar que hay dos puntos críticos en la curva de velocidades, que corresponden a dos raíces de la función e indican estabilidad o inestabilidad. Esto va a depender de la marea y otros parámetros como c , d , L , b , H que a su vez estarán en función de la longitud del canal

Hay dos escuelas que toman criterios diferentes para evaluar estabilidad:

a) x es función del prisma de mareas.

b) x es función del prisma de mareas y también del transporte de sedimento.

Por ejemplo, en el caso de O'Brien (1966, 1969, 1976) haciendo un análisis de 28 bocas de marea que considera estables, trata de obtener una relación entre la sección transversal y el prisma de mareas y obtiene la siguiente relación empírica:

$$\frac{a}{p} = 2.0 \times 10^{-5}$$

donde el área es en pies cuadrados y el prisma de mareas en pies cúbicos.

Entre los diferentes criterios, O'Brien (1971, 1976) para evaluar el transporte, establece la relación

$$I = F_t/F_w$$

donde F_t = potencia del prisma de mareas = $\frac{\omega \rho H_{max}}{T}$

F_w = potencia de las olas = $\frac{\omega b L \lambda^2}{16 T_w}$

$$I = \frac{k_1}{k_2} \frac{\omega \rho H_{max} T_w}{\omega b L \lambda^2 T}$$

Para evaluar estabilidad en bocas de marea, se estableció:

$$q \propto V^{3.6}$$

a) Que la capacidad de carga del fondo es proporcional a alguna potencia de la velocidad del flujo.

b) Que el área de la laguna, varía linealmente con el nivel del mar. Para esto, las pendientes de la cara de la laguna son constantes (fig. 1.32).

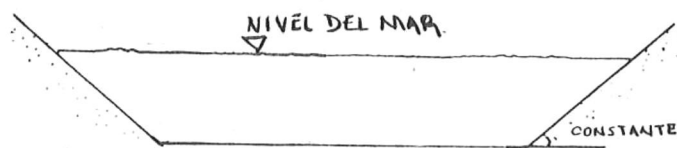


Figura 1.32. Pendientes de las caras de un laguna constantes (Mota-Oliveira, 1970).

c) considerando un cuerpo costero con las características anteriores, no toma en cuenta el retraso de la marea.

$$\frac{dH_1}{dt} = \frac{a}{\Lambda} \sqrt{c^2 r/L + c^2 r/2g} \sqrt{H_2 - H_1}$$

donde:

$$c = \sqrt{r^{1/3}/H_1^2}$$

$$H^2 = H \operatorname{sen} \theta$$

$$h' = 0.031$$

$$A = A_0 \left(1 + N H_1/H\right)$$

Adimensionando,

$$\frac{dH_1}{d\theta} = \frac{Tb}{\pi A_0} \sqrt{\frac{gH}{2}} \left(\frac{1}{1+NH_1}\right) \left[\frac{V_0^{3/2}}{2g h^2 L} + \frac{V_0}{H^{1/3} r^{1/2}} \right] \sqrt{H_2 - H_1}$$

donde:

$$\theta = \frac{2\pi t}{T}$$

e integran para el caso particular de una laguna cuadrada donde anulan el término de las pendientes, haciendo $NH_1 = 0$ y llamando a toda la integral como "K", obtienen

$$K = \frac{D d_0^{3/2}}{\left[\frac{1}{d_0^{1/3}} + d_0\right]^{1/2}} \sqrt{H_2 - H_1}$$

donde:

$$D = \frac{Tb}{\pi A_0} \sqrt{g H/2}$$

$$E = \frac{2g h L}{H^{4/3}}$$

$$r = d$$

por otro lado, calculan una velocidad adimensional que va a estar metiendo o sacando sedimento y:

$$V_a = \frac{V T b}{2 \pi A_0} = \frac{1 + N H_1}{r_0} \frac{d H_1}{d \theta}$$

integrando:

$$\int V_a d\theta = \int \frac{1 + N H_1}{V_0} \frac{d H_1}{d \theta}$$

y graficando $\int V_a^3 d\theta$ vs K para evaluar velocidades críticas (fig. 1.33) y el retraso de la marea en función de K y d_0 :

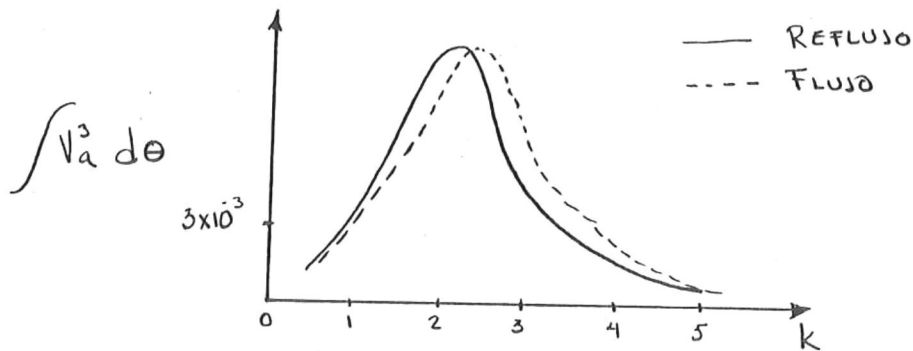


Figura 1.33. Retrasos de marea en función de k y d_0 .

Otro caso en el que grafican $F = E/d$ vs $\int V_a^3 d\theta$ para los casos particulares donde $D = 0.2$, $E = 10$, $d = 5.0$ y $K = 0.8$, se desean observar los efectos del fondo y la fricción en el canal (fig. 1.34).

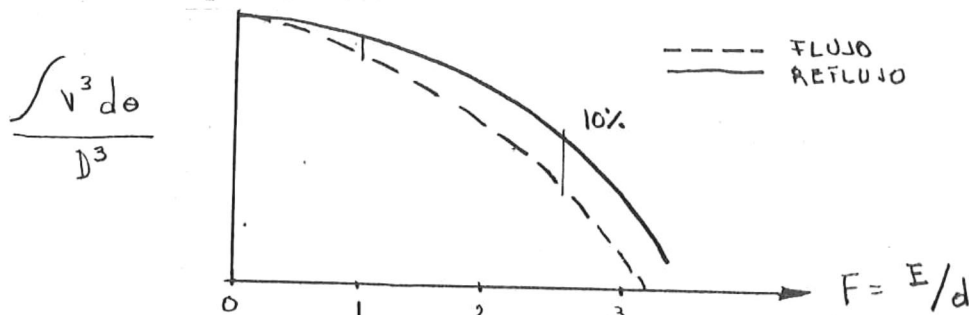


Figura 1.34. Relación de velocidades entre el flujo y el reflujo.

donde los porcentajes indican relación de velocidades entre el flujo y el reflujo.

En otra gráfica (fig. 1.35) donde se desea observar el efecto de la pendiente N , se tiene:

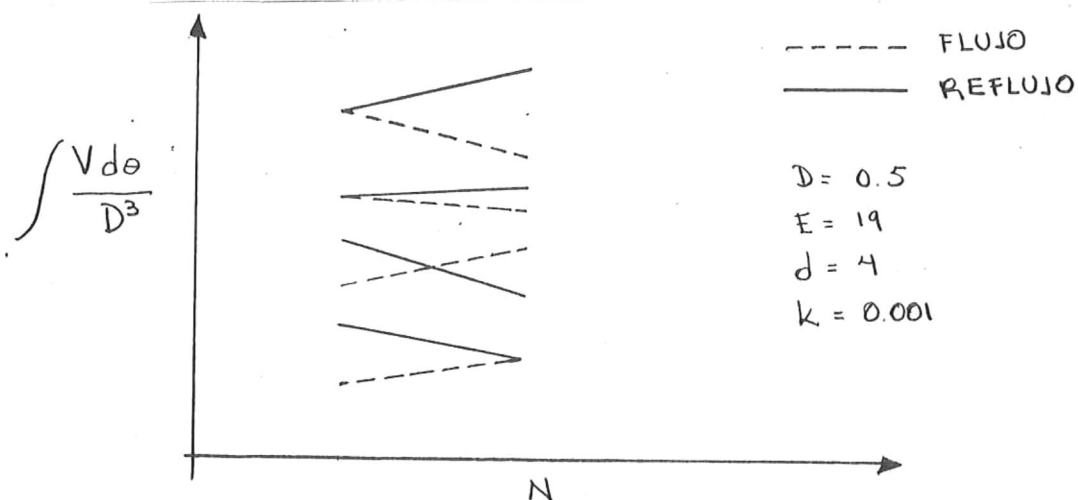


Figura 1.35. Efectos de la pendiente en el flujo y reflujo.

Este es un modelo que se puede calibrar con mediciones reales hasta tener cierta confiabilidad con los resultados, y posteriormente poder predecir.

Bruun (1966, 1967, 1976) de una relación empírica entre el prisma de marea y el transporte litoral neto, establece criterios de estabilidad en bocas.

P/MN	< 100	inestable
	200-300	estable
	> 300	estable

Por otro lado, relacionando el área transversal del canal, con el transporte litoral neto, obtiene:

$$2/3(a/MN) \left\{ \begin{array}{ll} < 0.0045 & \text{inestable} \\ 0.0045-0.009 & \text{estable} \\ > 0.009 & \text{estable} \end{array} \right.$$

y entre estos dos valores obtiene:

$$(P/MN)/(a/MN) = P/a$$

También trabaja con otra relación para estabilidad con que es el esfuerzo cortante del fondo: $\tau_b = \rho g v^2/c$.

$$\text{estabilidad con } \tau_b \left\{ \begin{array}{ll} 0.35 \rightarrow 0.40 \text{ Kg/m}^3 & \text{con MN bajo} \\ 0.50 \rightarrow 0.55 \text{ Kg/m}^3 & \text{con MN alto} \end{array} \right.$$

Utilizando el criterio de O'Brien (P/a) y Bruun (a/P) se pueden utilizar indistintamente y si se grafica la inversa de ambos criterios se obtendrá (Fig. 1.36) una combinación de 3 relaciones empíricas para poder determinar con mayor precisión estabilidad o inestabilidad.

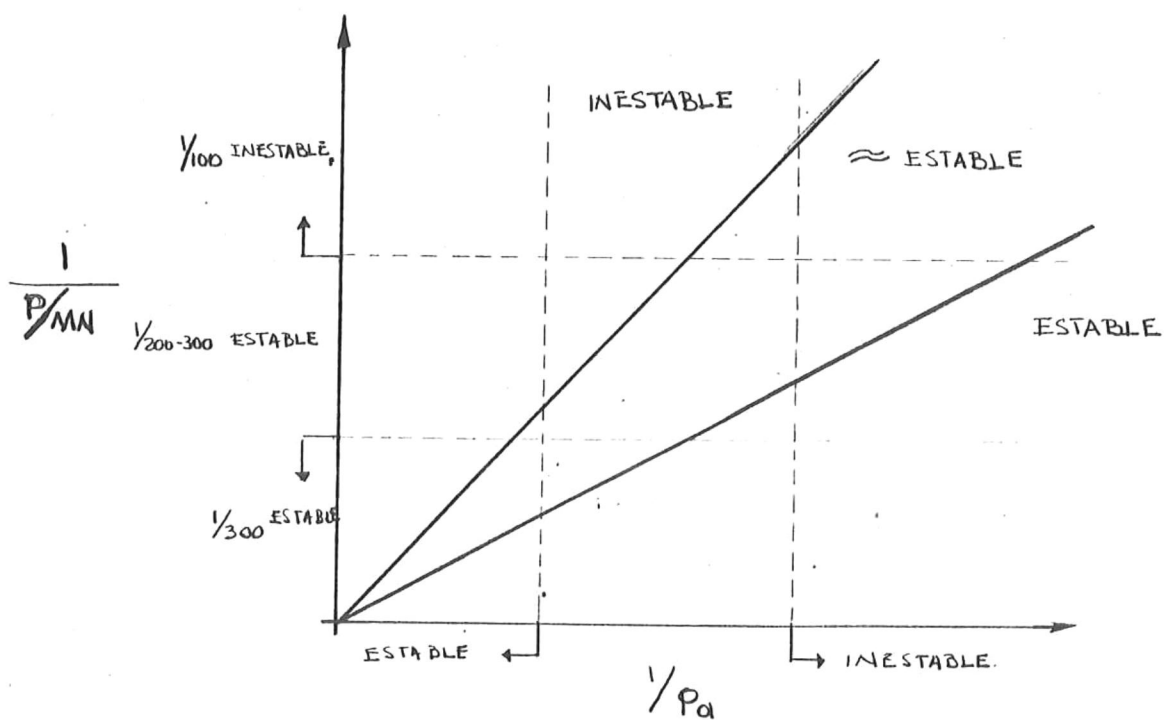


Figura 1.36. Combinación de tres relaciones empíricas que determinan con mayor precisión, estabilidad ó inestabilidad.

Ejemplo: Se toman los criterios de $(MN/a)/(MN/P) = P/a$ para el Estero de Punta Banda (fig. 1.37).

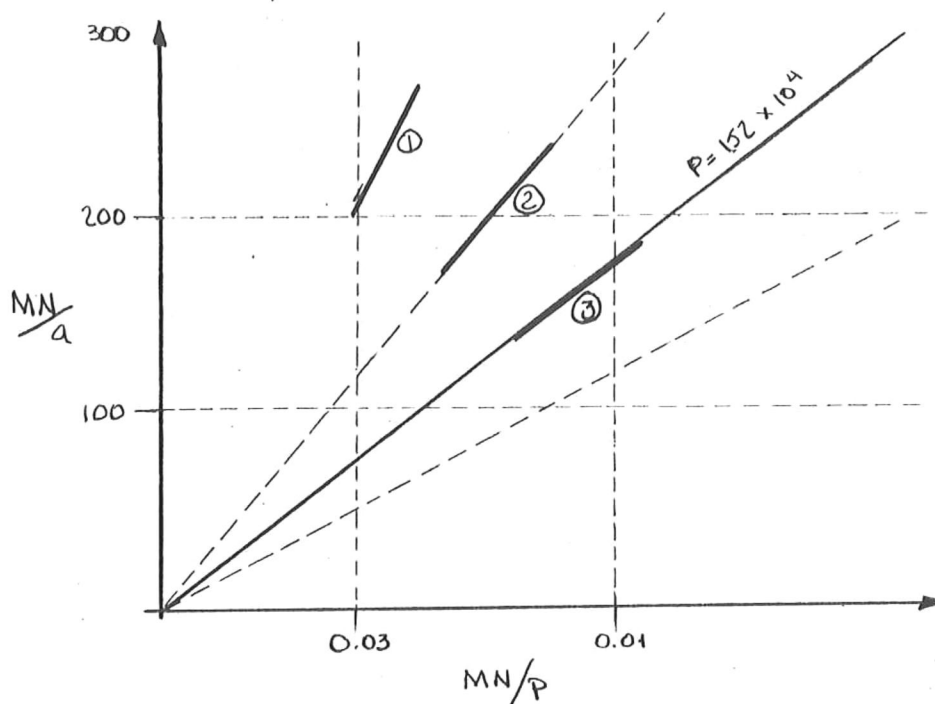


Figura 1.37. Evaluación de estabilidad para diferentes mareas, y coeficientes de Chezy en el Estero de Punta Banda.

De donde con una combinación de ambos, se podrá evaluar con cierta confiabilidad, la estabilidad

Se obtuvieron las siguientes rectas para diferentes mareas y coeficientes de Chezy:

1. Para marea diurna
2. Para marea semidiurna con $C = 45$
3. Para marea semidiurna con $C = 30$

Segun Bruun, el Estero de Punta Banda es inestable, a diferencia de O'Brien, que dice lo contrario.

Como otra alternativa se puede evaluar la descarga de sedimento

$$q = 0.05 K_s V^2 \left[\frac{d_{50}}{g \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right)} \right]^{1/2} \left[\frac{T_0}{(\gamma_s - \gamma) d_{50}} \right]^{3/2}$$

donde

$$T_0 = \rho g V^2 / c^2$$

$$c^2 = r^{1/3} n^2$$

$$n = 0.031 K_s^{1/6}$$

$$K_s \approx d_{50}$$

y para finalizar con el ejemplo anterior, se hace una comparación de los criterios de Bruun y O'Brien para definir estabilidad en el Estero de Punta Banda.

	P. Banda	Estabilidad
a/p ~ 2X10	1.45X10 p	~ buena
P/MN > 300	57 años	mala
2a/3MN > 0.009	0.0018 años/m	mala
DgQ / (ac) > 0.5	0.6 Kg/m	buena

ahora, haciendo lo siguiente:

$$q = 0.05 K_s V^2 \left[\frac{d_{50}}{g \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right)} \right]^{1/2} \left[\frac{\rho g V^2}{(\gamma_s - \gamma) d_{50} \gamma^{1/3} 0.009} \right]^{3/2}$$

$$q = k \frac{K_s}{\gamma^{1/2}} \frac{\rho^{3/2} g^{3/2}}{\sqrt{g \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right)}} \frac{d_{50}^{1/2}}{d_{50}^{1/2}} \frac{V^5}{(\gamma_s - \gamma)^{3/2} \gamma^{1/3}}$$

y sustituyendo

$$q = K \frac{\gamma_s \int g^{1/2}}{(\gamma_s - \gamma)^3} \frac{V^5}{d_{50}^{-4} r^{1/3}}$$

Los coeficientes de fricción en este caso, quedan en función del diámetro del sedimento y sólo se necesita evaluar la velocidad para calibrar el modelo, como una opción para no instalar aparatos, se podrá estimarlas calculando el prisma de mareas.

Como una buena aproximación para evaluar estabilidad, se analiza el comportamiento de la marea y la curva de velocidad generada, quitando a esta última, la velocidad umbral para determinar en base al flujo y reflujo, si la boca tiene posibilidad de autodragarse (fig. 1.38).

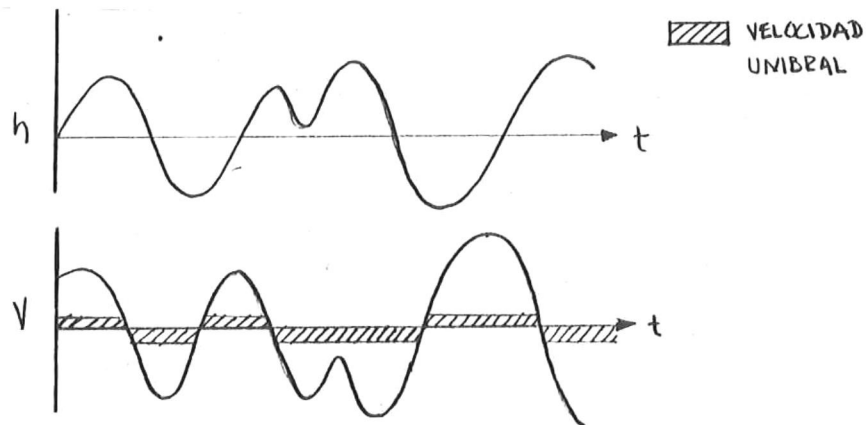


Figura 1.38. Velocidad umbral para determinar, en base al flujo y reflujo, si la boca tiene posibilidad de autodragarse, obtenida de las curvas de velocidad y mareas.

Además, haciendo varias relaciones, obtiene velocidades de salida de la laguna (fig. 1.39).

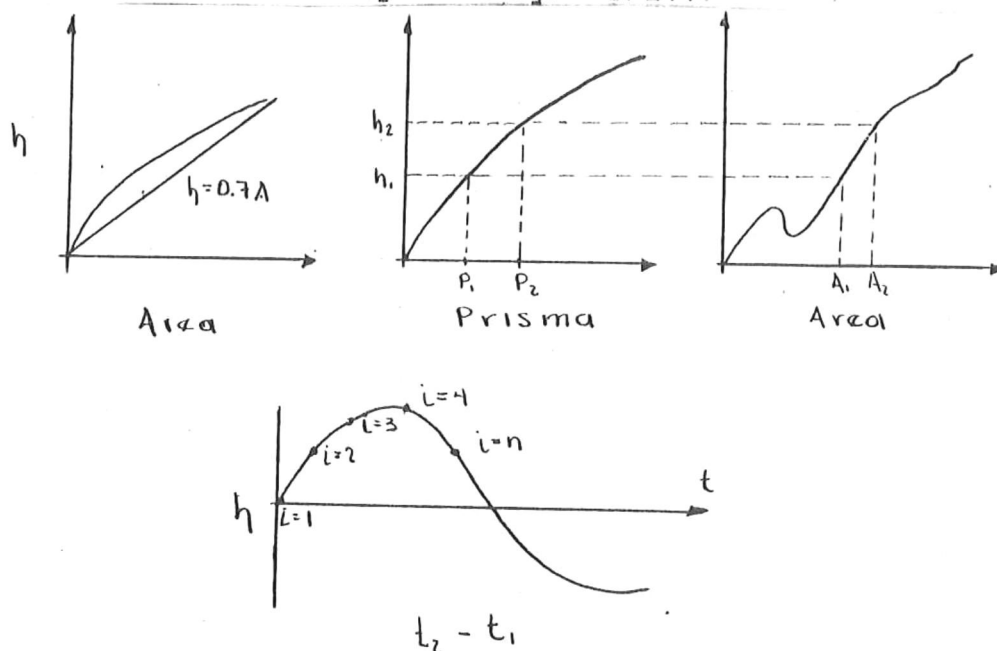


Figura 1.39. Aproximaciones de Lankford para obtener velocidades de salida de la laguna.

y para obtener las velocidades hace

$$\text{Vel. con que sale el agua} = \left[\frac{P_2 - P_1}{\frac{1}{2} (A_1 + A_2) (T_2 - T_1)} \right]^5$$

donde $P_2 - P_1$ = volumen

$A_2 - A_1$ = área

$T_2 - T_1$ = tiempo

$h_2 - h_1$ = diferencias de nivel

También obtiene la razón hidráulica en base al perímetro mojado (fig. 1.40).

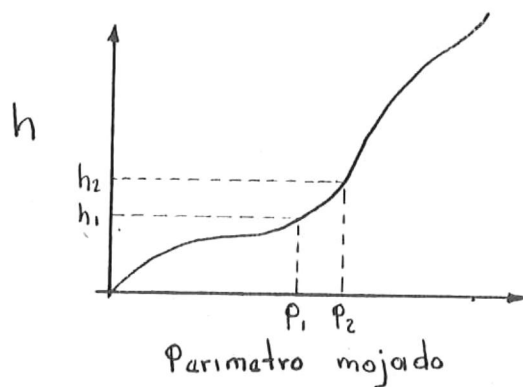


Figura 1.40. Relación para obtener la razón hidráulica en base al perímetro mojado.

donde

$$\text{Razón Hidráulica} = \left(\frac{A_1 + A_2}{\phi M_1 + \phi M_2} \right)^{1/3}$$

Referencias

- Bagnold, R. A. 1963. Mechanics of marine sedimentation. In the sea. ed. H. H. Hill. Vol 3, pp.507-28. Interscience New York.
- Boussinesq, J. 1903. Théorie des ondes et de remous qui se propagent le long d'un canal rectangulaire horizontal, en communiquant au liquide contenu dans ce canal des vitesses sensiblement parallèles de la surface au fond. J. Math. Pures et Appliquées. Lionville, France, 17:55-108.
- Brown, E. I. 1928. Inlets on Sandy Coasts Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Vol. 54, Parte I, Feb. p 505-523.
- Bruun, P. 1967. Investigations of existing data on tidal inlets. Interin report, Coastal engineering Laboratory, University of Florida, Gainesville, Fla.

Bruun, P. M. 1969. Tidal inlets alluvial shores, lagunas costeras, un simposio. Memoir Simposium International Lags. Costeras. UMAN UNESCO, Nov. 28-30, 1967 México D. F. pp. 349-366.

Coastal Engineering Research Center. 1970. Tracing sand movement in the littoral zone: Progress in the radioisotopic sand tracer study. Jul. 1968-Feb. 1969 by David B. Dune. Miscellaneous Report No. 4-70

Coastal Engineering Research Center. 1973. Shore Protection Manual. U. S. Army Corps of Engineers, Washington D. C., 3 volúmenes.

Eagleson, P. S. y R. G. Dean. 1961. Wave-induced motion of bottom sediment particles. Trans. Am. Soc. Civ. Eng. 126, parte 1: 1162-89.

Einstein, H. A. 1971. A basic description of sediment transport on beaches, reporte Hel-2-34, Hydraulic Engineering Laboratory, University of California, Berkeley, California, Agosto.

Escoffier, F.F. 1979. Inlet stability solutions for tributary inflow. Proceedings paper 14964. Journal of the Waterway, Port, Coastal and Ocean Division, ASCE, Vol. 105 No. WW4, Noviembre p:341-355.

Inman, D.L., and R.A. Bagnold, 1963. Littoral Processes. In the Sea, ed. by M.N. Hill, No. 3, pp. 529-53. Interscience, New York.

Ippen, A. T. y P.S. Eagleson. 1985. A study of sediment sorting by waves shoaling on the plane beach. U.S Army Corps of Engrs., Beach Erosion Board Tech. Memo. No. 63, 83 p.

Johnson, J.W. 1959. The supply and loss of sand to the coast. ASCE, Journal. Vol. 85, No. WW3, Septiembre p:227-251.

Komar, P.D. y D.L. Inman, 1970. Longshore sand transport on beaches. S. Geophys. Res. 75, No. 30:5914-27.

Komar, P.D. 1971. The mechanics of sand transport on beaches. J. Geophys. Res., vol 76, No. 3, pp 713-21.

Komar, P.D. 1973. Airy wave theory and breaker height prediction. Proc. 13th. Conf. Coast Eng. P:405-18.

Komar, P.D. 1976. Beach Processes and Sedimentation. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey U. S. A.

Longuet-Higgins, M.S. 1970 Longshore currents generated by obliquely incident sea waves. J. Geophys. Res., Vol. 75, No.33 pp.6778-89 (part 1), 6790-801 (part 2).

Madsen, O.S., y W.D. Grant, 1975. The threshold of sediment movement under oscillatory waves: a discussion. J. Sediment. Petrol., 45:360-1.

O'Brien, M.P. 1969. Dynamics of Tidal Inlets. Lags. Costeras. Un simposio. Mem. Simp. Int., Lags. Costeras. UNAM-UNESCO, Nov. 28-30, 1967, México D. F. pp. 397-406.

C A P I T U L O I I

SISTEMAS DE ADQUISICION DE DATOS

Cuando se habla de un sistema de adquisición de datos en Oceanografía, hay que referirse a todos los instrumentos y pasos por los cuales la señal de interés, sea oleaje, corriente, etc., pasa.

En el caso particular de esta materia, no se incluirán los instrumentos de medición, ya que éstos son discutidos con bastante detalle en la sección de Instrumentación Oceanográfica, Capítulo IV.

Por lo anterior, se describirán aquellos aparatos controladores de la señal, y también los que la codifican, filtran y la guardan en cinta, cassette o cualquier otro medio.

Es el objetivo de esta materia dar a conocer los diferentes pasos a través de los cuales pasa la señal, y entender las transformaciones que sufre ésta para su manejo eficiente y apropiada interpretación.

La terminología empleada en el curso es la siguiente (Considine, 1964; National Semiconductor, 1974; Oliver, 1971):

Precisión. Exactitud con la que un valor puede ser determinado.

Exactitud. Es el total de las desviaciones de una línea recta específica, usualmente la suma de la no-linealidad, repetitividad, y la hysteresis, expresada como el porcentaje de la escala total de salida.

Resolución. La magnitud de salida, capacidad de registrar los mínimos cambios de presión por un transductor, es expresada como por ciento de la escala total.

Mejor Ajuste Lineal. La línea media entre dos rectas paralelas que encierran todos los valores de salida contra los valores de presión.

Banda de Error. Las desviaciones permisibles de salida de una norma específica de referencia, usualmente expresada como porcentaje de la escala total de salida.

Hysteresis. Es cuando la lectura de salida tiene diferentes valores, cuando el mismo valor de entrada es aplicado primero en dirección creciente y luego en dirección decreciente.

Linealidad. Lo más cercano de una curva de calibración a una línea recta específica. La linealidad es expresada como la máxima desviación de la calibración, de una línea recta durante cualquier ciclo de calibración.

Error. Es la diferencia entre el valor indicado por el transductor y el verdadero valor de la medición que está siendo sentido, usualmente expresado en porcentaje de la escala total de salida.

Excitación. La aplicación externa del voltaje o corriente, aplicada a un transductor durante una operación normal.

Rango. Los valores a medirse sobre los cuales el transductor trata de medir, especificados por el límite inferior y superior.

Rango Máximo. El valor máximo que se puede medir en un transductor.

Repetibilidad. La habilidad del transductor de reproducir lecturas de salida, cuando el valor que se va a medir aplicado a él consecutivamente, bajo las mismas condiciones, y en la misma dirección, la repetibilidad es expresada como la máxima diferencia ente las lecturas de salida.

Tiempo de Respuesta. La longitud del tiempo requerido para la salida de un transductor, para elevar un porcentaje específico de su valor final como resultado del cambio de lo que se va a medir.

Sensitividad. La razón de cambio en la salida del transductor en el valor de lo que va a medirse.

Deriva de Cero. Es el cambio experimentado por un transductor con respecto del tiempo.

Las computadoras modernas leen pulsos que envían los componentes eléctricos. El estado de un impulso eléctrico es sí ó no, por consiguiente, es conveniente representar los numeros en el sistema binario.

La base de este sistema es 2 y los coeficientes enteros pueden tomar los valores de 0 ó 1. Un entero no negativo N estará representado en el sistema binario como:

$$N = (a, a, \dots, a, a.)$$

Todas las computadoras modernas operan internamente en el sistema binario, sin embargo, los usuarios de las computadoras y aparatos electrónicos de medición prefieren trabajar en el sistema decimal. Por tal razón es necesario tener algunos medios de conversión de decimal a binario cuando la información se somete a la computadora o de binario a decimal para propósitos de salida o resultado.

Existen actualmente, otros sistemas, como el octal y el hexadecimal, y cada uno de ellos tiene su uso.

Por lo general, la mayoría de los aparatos electrónicos modernos registran en código binario la información y ésta es a su vez traducida al sistema o código hexadecimal, con el objeto de ocupar menos espacio en la cinta o en la memoria.

Los aparatos modernos constan de lo siguiente (fig.

2.1):

1. Sensor de fenómeno físico
2. Lectora
3. Interfase
4. Terminal o Computador

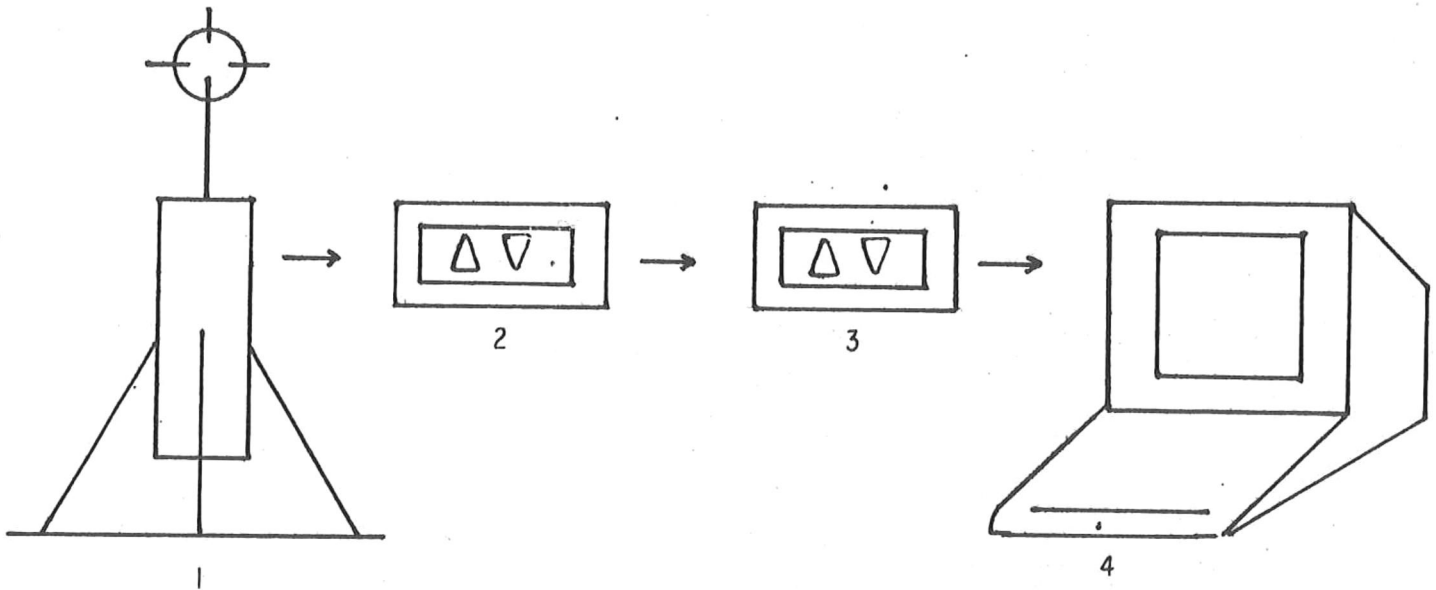


Figura 2.1. Sistema moderno de adquisición de datos.

El sensor graba en código binario, en cinta. Dicha cinta en binario, es traducida a hexadecimal y queda en la memoria de la lectora, de la cual pasa a través de la interfase a la computadora para ser traducida al sistema decimal. El sistema hexadecimal tiene como base el 16 y se escribe de la siguiente manera: 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, A, B, C, D, E, F, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 1A,

1B, 1C, 1D, 1E, 1F,.....etc.

Se tienen los siguientes ejemplos:

Si se quiere escribir la información obtenida por un aparato electrónico (un corrientímetro por ejemplo) en el sistema decimal, sería mucho el espacio que se ocuparía en la memoria de la computadora, entonces se empleará el sistema hexadecimal.

Sabiendo que 1 bit = 2 valores, 0 ó 1, 2

2 bit = 4 valores 2

3 bit = 8 valores 2

4 bit = 16 valores 2

Analizando el siguiente caso:

Un aparato cualquiera tiene las siguientes especificaciones con respecto a la temperatura:

Rango -4.5° a 34.5° C

Resolución 0.003° C

Exactitud 0.07° C

Estos aparatos constan de un sensor y la electrónica que juntos forman el transductor (fig. 2.2)

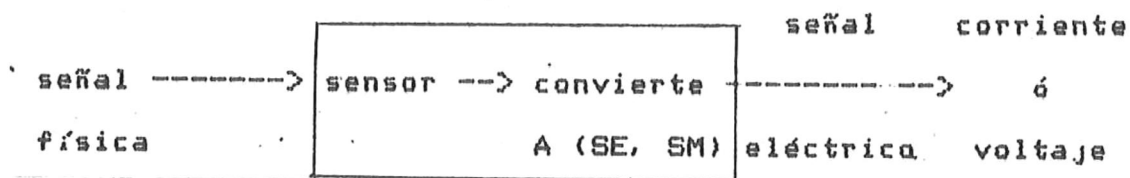


Figura 2.2. Procesado de la señal física a través del transductor.

Entra la señal física al sensor, de ahí al transductor que la convierte en una señal eléctrica analógica. Suponiendo que el aparato mide varias cosas se tendrán 2 ó 3 ó más transductores, las señales pasan a través de un multicanalizador, una por una y de ahí a un convertidor de analógico a digital (fig. 2.3).

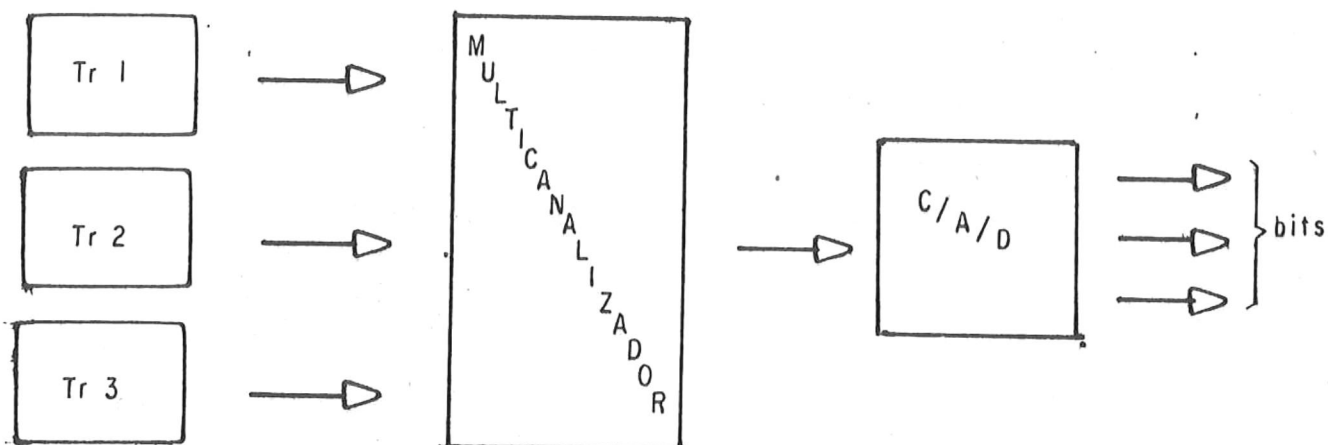


Figura 2.3. Procesado de la señal de entrada a través del multicanalizador.

Suponiendo que se pretende medir los cambios de temperatura con un transductor, se tendría una salida en voltaje equivalente como:

0	T	----->	0 V
7		----->	1 V
14		----->	2 V
21		----->	3 V
28		----->	4 V
35		----->	5 V

pero Qué sucedería si se quisiera medir algo entre 0 y 7 ?
 Por ejemplo, para medir 3 grados, se tendría que trabajar en una escala mas pequeña, ésto en milivolts, sabiendo que el aparato funciona con 8 bits solamente, y sabiendo que 8 bits = 256, esto es 2 , se convierten los 5 V en 5000 mV.

256 cuentas es 5000 mV.

1 cuenta es 19.6 mV, entonces 19.6 mV ----> 0.15 C

Se sabe que 5 v ----- 35 C

19.5 mV ---- 0.15 C

Suponiendo que el valor de resolución del aparato fuera 0.003 , con solo 8 bits, la máxima resolución alcanzable sería 0.14 C. Lo que se tiene que hacer es incrementar el numero de bits hasta 2 .

2 = 8192 entonces

8192 - 5000 mV

1 - (R) mV R = .610

14 mV --> .1 C (a)

.610 mV - .004

La relación (a) sale de dividir el numero total de mV entre el numero total de grados $350 / 5000 = 14$.

Descripción de algunos instrumentos necesarios en Oceanografía Física.

Una de las zonas más dinámicas del océano se encuentra en la interface océano-tierra-atmósfera. Para su estudio se requiere tomar en cuenta parámetros como oleaje, (que incluye altura, longitud de onda, período); corrientes en la rompiente y antes de esta; pendiente de la playa; velocidad del viento y dirección de éste, etc.

Para poder valorar la interacción de todos y cada uno de éstos y poder entender los fenómenos que dominan los procesos litorales, se requiere de bastante instrumental, en algunos casos no solo oceanográfico sino meteorológico también.

El reciente avance tecnológico permite recopilar gran cantidad de información de diferentes fuentes, y poderla archivar para futuros análisis. En seguida se describe un sistema grabador (PCM) de datos, usado para este fin.

La adquisición de datos se hace por medio del sistema PCM (Pulse Code Modulation) (Tyler, 1969), que se divide en dos partes, la parte codificadora y la decodificadora (fig. 2.4).

Si se sigue la señal de algún sensor, se verá que éste pasa primeramente a un circuito acondicionador, el cual permite llevar la señal del sensor en cuestión a valores en variaciones de voltaje directo que estén dentro de los rangos de entrada del codificador. Estas variaciones deben estar entre -5 y +5 Volts de voltaje directo, o sea un rango de 10 Volts.

Debido a que el sistema mencionado tiene una precisión de 12 bits, se puede entonces obtener la resolución.

Rango de trabajo 10 Volts \approx 10000 miliVolts

12 = 4096

entonces Rango/# pasos = resolución

= 10000/4096 miliVolts/cuentas (pasos) = 2.44
miliVolts/cuenta

de tal forma que lo más que se va a resolver es 2.44 mV/c.

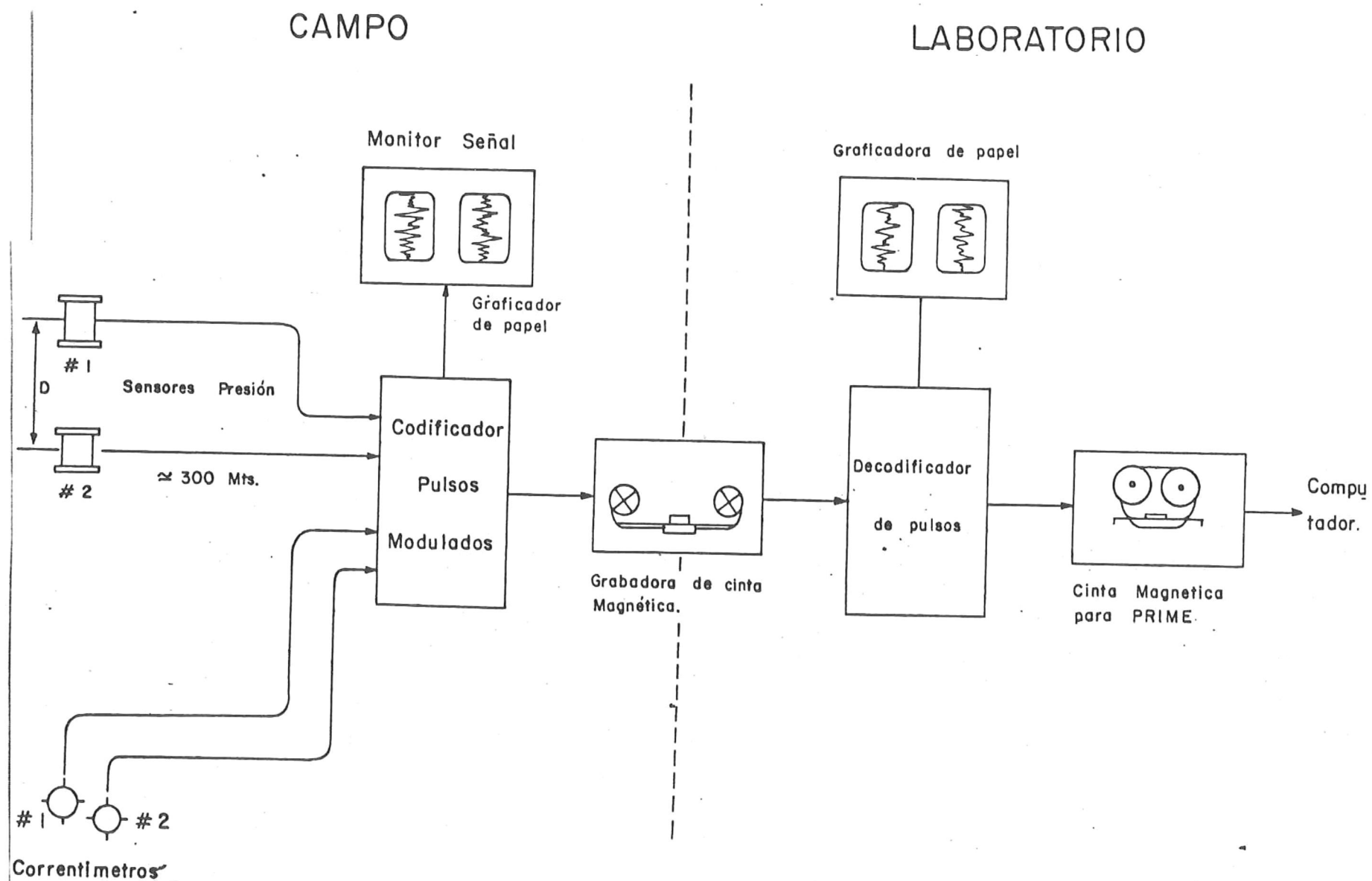


Figura 2.4. Descripción del flujo de la señal de los diferentes sensores.

Se puede tener hasta 15 canales de entrada, los cuales son muestreados secuencialmente, y lograr transferir la información de 15 sensores y ponerla en un tren de información que solo ocupa un canal (fig. 2.5).

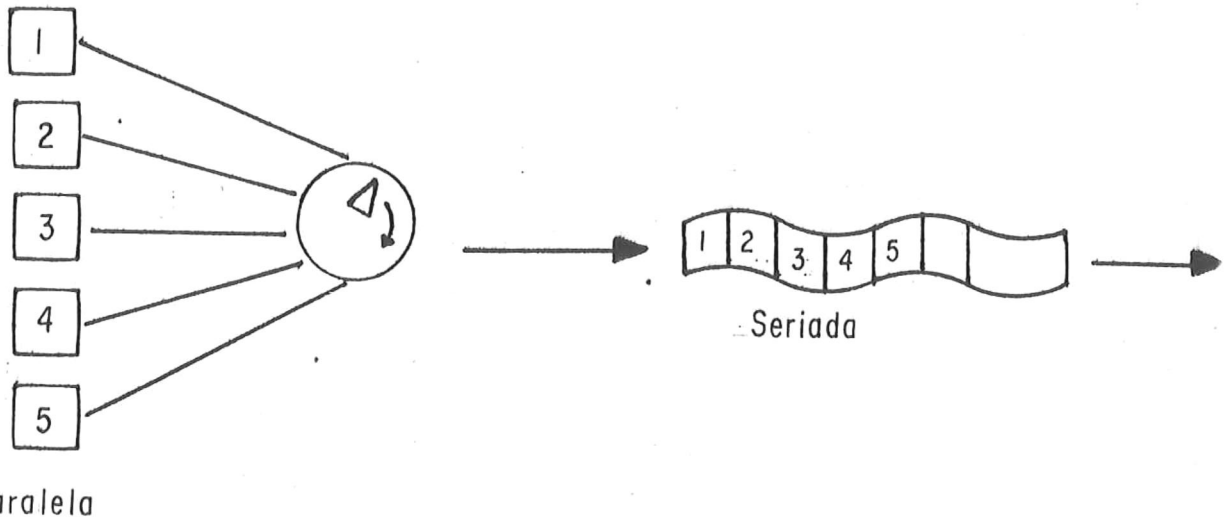


Figura 2.5. Conversión de señal paralela a seriada que realiza el "conector rotatorio" del PCM.

Al estar muestreando las señales secuencialmente, al mismo tiempo se está haciendo discretas. La razón de muestreo la va a determinar la velocidad del conector rotatorio. Estas velocidades pueden ser de 4, 8, 16, 32 y 64 muestras/segundo, por sensor (fig. 2.6).

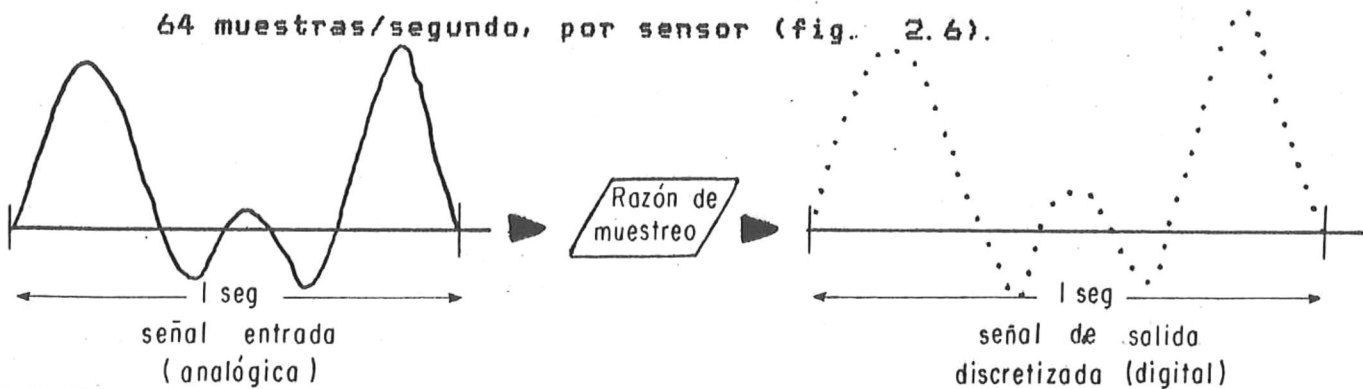


Figura 2.6. Digitalización de la señal de entrada al sistema PCM (sólo un canal).

La selección de la razón de muestreo será especificada por el investigador y va a depender de los fines específicos de su estudio. El operar con una razón de muestreo adecuada es muy importante ya que en una razón muy baja se pierde información o por lo contrario con una razón de muestreo muy alta, se puede saturar de datos innecesarios el sistema computacional que se esté usando.

Una vez que la señal se discretizó se pasa por un convertidor analógico/digital y lograr la digitalización de ésta, lo cual va a permitir procesarla electrónicamente. El siguiente paso es modular la señal digitalizada en frecuencias dentro del rango audible, para ser depositada (grabada) en cinta magnética (Muller, 1970).

Esta cinta se transporta al laboratorio, es "tocada" en la segunda parte del sistema que es el decodificador (fig. 2.4), y lograr mediante un proceso inverso al codificador, señales en forma discreta de todos y cada uno de los canales de los diferentes sensores.

Las señales recuperadas pueden graficarse o depositarse en cinta magnética de 1/2 pulgada, compatible con el sistema PRIME. Ya en la computadora se procede a procesar la información de acuerdo a las necesidades del proyecto o estudio.

El sistema descrito (codificador-decodificador) fué ensamblado en el CICESE, basado en un sistema original diseñado en la Universidad de California. Esto redujo el costo grandemente ya que un aparato con las mismas características que se hubiese comprado en el mercado pudo haber llegado a un costo de hasta 25,000.00 dólares. El costo total en CICESE fué aproximadamente 2,000.00 dólares y un año y medio de trabajo de un ingeniero y dos técnicos.

Lectora de Casetes Sea Data Model 12B.

El modelo Sea Data 12B lee cintas de todas las grabadoras Sea Data de alta-densidad, incluyendo los modelos 610 y 633. De tal forma que el modelo 12B leerá cintas de serie Sea Data 1250 y 650, los grabadores de oleaje 635, etc.

Este modelo tiene salidas para ser conectado a minicomputadoras y computadoras con unidades de cinta de 1/2 pulgada.

Tiene controles como READ (lectura), FILE READ (lectura de archivo), REV FILE (regreso de archivos), FAST FWD (hacia adelante con rapidéz) y REWIND (regresado). Tiene indicadores separados para observar el EOT (final de cinta)

y BOT (inicio de cinta).

La velocidad estándar es de 7.5 pulgadas por segundo (cerca de 7 minutos para leer una cinta de 300 pies), lo cual corresponde a 24000 bits por segundo. (Esto corresponde a un BAUD de 72000 para datos en formato ASCII).

La salida de la lectora puede ser en forma seriada o paralela para hacer una conexión directa a un microcomputador o minicomputadora (Hamsher, 1967).

Cuenta con completa operación remota si así se desea, filtros digitales y un microprocesador 8085 para una operación eficiente.

Especificaciones.

TRANSPORTE	Controlado con microprocesador Norton Electronics
VEL. COMPUTADORA	Tarda 8 minutos para leer una cinta de 300 pies.
CONTROL REMOTO	Entrada de TTL o de pulsos de 7useg.
EMPIEZO	20 mseg, 0.08" = 60 pasos
TIEMPO ESTABLECIDO	ninguno
PARADO	20 mseg, 0.11"=90 pasos, incluyendo sensor de archivo.

Especificaciones de señal.

GANANCIA DE LA PISTA	ajustable con 5 pasos de rango hacia arriba ó abajo.
UMBRAL	ajustable de 0 a 100%
VOLTAJE	105-125 Volts, 50 a 60 Hz, y 210-250 Volts.

Operación

Los datos de la señal se originan en la cabeza del transporte de la casetera, y son amplificados con un preamplificador de 4 canales localizados en las tabletas electrónicas. Estos son seguidos por cuatro amplificadores controlados por voltaje, en cuatro tarjetas detectoras. Cada uno de los cuatro canales de datos se decodifica a bits digitales.

Los bits digitales de las cuatro tabletas decodificadoras son recombinados en una simple señal serada de una línea en la tarjeta formatizadora. Los datos son separados en records con la ayuda de un detector de "gap" y un detector de caracteres controlado por interruptores. La tarjeta de formato seriado genera un pulso de sincronía

"sync" al principio de cada record, y un pulso de "record" al final de cada record.

Procesamiento de datos en PRIME.

Anteriormente el procesado de datos obtenidos en el campo resultaba además de tedioso, extremadamente tardado. En la actualidad con el desarrollo de la electrónica y la computación, este trabajo se ha simplificado grandemente ya que un procesado se puede efectuar en solo algunas semanas y el procedimiento es el siguiente: Supóngase que se obtienen datos de corrientes en un instrumento autónomo, esto es, con capacidad de grabación interna. Lo primero que se tendrá, serán los datos crudos grabados en el sistema binario. Este cassette será leído a través de una lectora de la misma marca que el corrientímetro, o alguna otra que sea compatible y traducido a algún otro sistema que puede ser el hexadecimal, octal o decimal, a través de su respectiva interfase.

Así se podrán introducir en el sistema PRIME, en donde se creará un archivo y quedarán guardados, en este caso en hexadecimal. Ya dentro del sistema PRIME, a través de un programa se convierten al sistema decimal, de ahí, se puede graficar alguna parte de ellos para verificar cómo se grabó

la información, después se podrán realizar procesados más específicos, como análisis espectral. Estadísticas, histogramas, etc, todo dependerá del interés de quien procesa los datos.

Referencias

- Considine, D. M. (1964). Handbook of Applied Instrumentation, McGraw-Hill Book Company.
- Hamsher, D. H. (1967). Communication System Engineering Handbook, McGraw-Hill Book Company, New York.
- Muller, R. M. 1970. A tool for the Digital Telemetry Link, Telemetry Journal, octubre-noviembre.
- National Semiconductor. 1974. "Transducers, Pressure and Temperature". Santa Clara, California.
- Oliver, F. J. 1971. Practical Instrumentation Transducers. Hayden Book Company, Inc. New York, 1971.
- Tyler, John. 1969. Basics of Pulse Code (PCM). Telemetry Journal, Agosto, septiembre.

C A P I T U L O I I I

MANEJO DE DATOS SEDIMENTOLOGICOS

Las Acciones Litorales

La distinción fundamental del marco geológico y límites de las acciones litorales, es la de los continentes y los océanos, cuyo límite se sitúa al pie del talud continental. Esto ha permitido definir un precontinente sumergido, cuyas características son comparables a las de los continentes vecinos.

Ahora bien, en función de las regresiones y transgresiones debidas a las glaciaciones del Cuaternario, la plataforma continental y los mares epicontinentales que dependen de ella, han sido más o menos abandonados por las aguas marinas, posteriormente reconquistadas; de tal manera que áreas que actualmente están sumergidas, tienen una morfología subaérea, y que la época actual que sucede a la glaciación de Würm, corresponde globalmente a una transgresión.

De todo ello, resulta que la posición actual de la costa, probablemente no definitiva, va ligada al equilibrio momentáneo existente entre la morfología de los continentes emergidos y el medio de los mares. Dicho nivel ha variado

muy rápidamente en los últimos milenios, y tiene todas sus trazas de seguir virando en función de la evolución postwürmiense, que se está viviendo.

El litoral actual, ocupa de alguna manera una posición al "azar" dentro de una sucesión muy rápida de regresiones y transgresiones; y como consecuencia, las acciones litorales no han podido casi aportar más que unos retoques a una morfología continental dada así:

- Forma de un acantilado. No está ligada al litoral, es la de la cuesta, debida esencialmente al hecho de que las rocas coherentes son desmenuzadas en sólidos, por lo tanto, el derrumbe de los acantilados separa superficies de diaclasas casi planas. La forma de "acantilado vivo" necesita simplemente un agente que retire los productos desprendidos, el cual pueda ser el mar en el borde del litoral, o un río, tal como ocurre en las gargantas fluviales, y más generalmente, al pie de las orillas cóncavas de los meandros de valles entajados.

- Situación de bahías y cabos. Viene regida por la naturaleza de las rocas y la estructura adquirida por ellas; los cabos están constituidos por rocas resistentes a la erosión, coherentes, tales como las calizas o las areniscas, etc. Las bahías están constituidas por rocas poco

resistentes a la erosión, frecuentemente disgregadas, tales como las arcillas o las arenas.

La estructura geológica, juega un papel no menos evidente en la medida en que dispone de rocas con características diferentes, unas respecto a otras.

La historia geológica de la región, puede ser capital en la medida en que prosigue en nuestros días. Así determinadas regiones tienen tendencia a hundirse, en su conjunto o localmente, y el mar penetra profundamente en los valles bajos. La sumersión puede afectar a un país con morfología estructural acentuada. Otras regiones, tienen tendencia a levantarse. El país que emerge, corresponde a lo que se puede esperar en función de la geología local, simplemente empastada en sus partes bajas por sedimentos recientes. De esta manera, al pie de una costa elevada, puede deformarse una débil franja de llanuras litorales.

Puede ocurrir que en una región determinada, la parte emergida tenga tendencia a la surrección, y la parte inmersa al hundimiento. De manera que se sitúe una zona de inflexión entre una y otra, tal es el caso de la Bretaña, donde a pesar de estar invadidas por el mar en sus extremos, los ríos bretones excavan activamente en el interior del

país, testimoniando como el primer fenómeno, un hundimiento y como el segundo, una surrección.

Este juego de "flexión continental", en determinados casos puede explicar la localización de la costa; las zonas deprimidas son invadidas por el mar y las zonas levantadas, no. De todas maneras, no hay que exagerar su originalidad, ya que tales movimientos se producen en todos lados, únicamente los que se encuentran cerca del mar, pueden jugar un papel sobre la posición del litoral. Es por tanto, la altura absoluta del nivel del mar, la que en definitiva es el factor fundamental.

Se ve pues, que en la forma del litoral, lo esencial es debido a la geología adquirida o activa. También dependen de ello los diferentes tipos de costa, que a continuación se mencionan:

- Costas altas de los países de montañas y costas bajas de los de llanuras.

- Costas con acantilado, cuando la litología y la estructura lo permiten.

- Costas emergentes, cuando el país tiene tendencia a levantarse; y costas subsidentes cuando tiene tendencia a hundirse (costas con rías), de las cuales las costas de tipo delmata son un caso particular.

- Costas mixtas, a la vez subsidencia y de emergencia en muchos casos. Por el juego de la flexión continental, las zonas marinas aparecen como sinclinales

- Las costas de tipo pacífico o mediterráneo son un caso particular: recortadas por un sistema de fallas subortogonales, son de tal manera que las regiones emergidas corresponden a los bloques levantados del sistema y las regiones sumergidas a los bloques hundidos (teniendo por tanto, el valor de horst y graben, respectivamente). Sobre este tipo de costas, la acción litoral del mar no introducirá más que un modelado de detalle, limitado en el espacio y en el tiempo por los movimientos recientes de los continentes, y las modificaciones del nivel del mar, ligadas a las fluctuaciones climáticas.

En conclusión, son tales las principales características de la acción litoral del mar, que como puede verse, es esencialmente la manipulación original de una morfología que depende de la del continente vecino, en función de la geología adquirida y de la geología viva del

111

mismo, no es el mar el que crea ni las bahías ni los cabos, pero él asegura que las primeras estén adornadas por unas playas, y los segundos batidos por olas.

Clasificación de costas y líneas de costa.

Una considerable diferencia de opinión y una confusión, caracterizan las clasificaciones de costas y líneas de costa. Parte de la confusión se debe a los levantamientos y al hecho de que una persona ha clasificado costas y otras líneas de costa.

La mayoría de la dificultad encontrada, sin embargo, es en llegar a una clasificación satisfactoria, proveniente del hecho de que relativamente pocas líneas de costa son simples en el presente.

Las líneas de costa compuestas o multicíclicas predominan grandemente, como un resultado de las oscilaciones del nivel del mar, el cual ha sido marcado en los últimos 100,000 años de tiempo geológico. Rasgos asociados con ambos niveles del mar, bajo y alto, relacionados por el enceramiento y el debilitamiento de grandes extensiones de hielo, se encuentran a lo largo de muchas líneas de costa.

La geomorfología presente de costas, excepto en áreas de diastrofismo activo, es determinada mayormente por un levantamiento post-glacial del nivel del mar. Una clasificación no satisfactoria, es

Clasificación de Johnson. (1919) de líneas de costa, la cual ha sido ampliada, aceptada y usada en libros de texto elementales, reconocidos para clases de líneas de costas:

(a) Líneas de costa de emergencia. Son aquellas cuyos rasgos son el resultado de una emergencia relativa dominante del piso de un océano o de un lago.

(b) Líneas de costa de sumergencia. Son aquellas cuyos rasgos son el resultado de una sumergencia dominante relativa de una masa de tierra.

(c) Líneas de costa neutrales. Los rasgos de éstas dependen de la sumergencia o emergencia.

(d) Líneas de costa compuestas. Son aquellas cuyos rasgos presentan una combinación de dos o más de los tipos precedentes.

Bajo líneas de costa de sumergencia, Johnson (1919) reconoció dos tipos de líneas de costa ya formadas por la sumergencia parcial de un área, la cual fué disecada por erosión subaérea y líneas de costa Fiordo, producidas de la sumergencia parcial de depósitos glaciales.

Bajo líneas de costa neutrales, seis tipos fueron reconocidos:

- líneas de costa deltaicas
- líneas de costa aluviales planas
- líneas de costa planas de lavado ausente (outwash)
- líneas de costa volcánicas
- líneas de costa de arrecifes coralinos
- líneas de costa de fallas

Lucke (1934), pensó que había cuatro objeciones principales para la clasificación de Johnson:

1. Es una clasificación de costas más que de líneas de costa.

2. Fué inventada grandemente de un estudio de mapas geográficos de costas, los cuales dan información insuficiente para una clasificación conveniente.

4. No dó alguna idea de los cambios evolucionarios, cuyas líneas de costa padecieron; por lo tanto no daría una indicación del estado de desarrollo de una costa

En una alusión de crítica de su clasificación se estableció que estas malinterpretaciones aparecieron del fracaso para distinguir entre características y criterios en la evaluación de los rasgos que determinan el tipo de un línea de costa particular. Un rasgo tal como una barra a lo largo de la costa, podría ser un criterio de tal diagnóstico de valor como para determinar solo el tipo de línea de costa.

En otra respuesta para las críticas de su clasificación, se estableció que ninguno de los otros escritores que emplearon esta clasificación tienen mucho menos establecida la teoría de que las barras a lo largo de la costa pueden ser encontradas solo sobre líneas de costa de Por el contrario, barras a lo largo de la costa, han sido citadas por ellos como características, aunque no inevitables rasgos de ciertos tipos de líneas de costa compuestas y sin embargo, como posibles rasgos no necesarios de algunos tipos de líneas de costa neutrales. Además, estableció que la clasificación fue desarrollada con

conocimiento de causa de repetidas y frecuentes oscilaciones del nivel del mar y que el control glacial fue un mayor factor en estas oscilaciones. En orden, podría ser aplicada la clasificación igualmente bien:

1. Para líneas de costa resultantes de la elevación y subsidencia de la tierra.

2. Para líneas de costa resultantes del elevamiento y bajada del nivel del mar.

3. Para líneas de costa resultantes del elevamiento y bajada de niveles lacustres.

Aunque los términos "emergencia" o "sumergencia" podrían encuadrar oscilaciones del nivel del mar del Pleistoceno, uno indaga en vano a través de Johnson, en procesos de costa y desarrollo de líneas de costa para cualquier discusión de sus efectos sobre el desarrollo de líneas de costa.

En New England-Acadian Shoreline, por el mismo autor, cuatro páginas están dedicadas a los efectos de glaciación sobre el desarrollo de la línea de costa

Esto es verdad, en que los efectos del Pleistoceno sobre los niveles del mar mundiales, fueron mucho menos comprendidos en el tiempo en que esos libros fueron escritos, que ahora. Esto tuvo consecuencias evidentes en que los cambios del Pleistoceno en el nivel del mar, fueron numerosos y complejos. La realización de este énfasis de las distinciones entre líneas de costa de emergencia y sumergencia pueden solo ser hechas por la determinación de si los rasgos de la costa reflejan el efecto dominante de sumergencia o emergencia.

En la geomorfología referida a costas de sumergencia y costas de emergencia, apenas se mencionan costas compuestas y neutrales, y desde el principio hasta el fin, la discusión parece preferir costas sobre clasificación de líneas de costa.

Hay algunas objeciones que se le hacen a la clasificación de Johnson (op. cit.) de líneas de costa y éstas provienen de Shepard (1952), principalmente porque él pensó que la clasificación de Johnson (op. cit.) implicaba que las barras a lo largo de la costa son diagnóstico de líneas de costa de emergencia. Esta inferencia aparentemente no fué pensada por Johnson, pero algunas personas usaron su clasificación, teniendo por error o asumiendo que la presencia de una barra a lo largo de la

costa con rectitud de la línea de la costa está diagnosticando rasgos de líneas de costa de emergencia.

Shepard ha sostenido que prácticamente todas las líneas de costa exhiben evidencias de ambas, emergencia y sumergencia; y por lo tanto son líneas de costa compuestas bajo la clasificación de Johnson. Además, él sostiene que las líneas de costa deltaicas, que fueron clasificadas como líneas de costa neutrales por Johnson, tienen en muchas localidades pruebas para ser áreas donde la sumergencia es dominante. El área del delta del Mississippi, es un caso en cuestión. Shepard (1952) también demandó que Johnson falló para reconocer la significancia de los cambios eustáticos en el nivel del mar, el cual está acompañado de glaciaciones y deglaciaciones y que como un resultado de esos cambios eustáticos, prácticamente todas las líneas de costa y costas dan evidencia de ambas, emergencia y sumergencia.

Clasificación de Shepard (1952).

1. Costas primarias o jóvenes y líneas de costas cuya configuración fué producida principalmente por agentes no marinos.

1.1 Estón formadas por erosión sobre tierra y subsecuentemente anegadas como un resultado del

levantamiento del nivel del mar por causa de la deglaciación o del combamiento hacia abajo.

1.1.1 Anegamiento de costas por río (costas ría).

1.1.2 Anegamiento de costas glaciales.

1.2 Estón formadas por depósitos hechos sobre tierra.

1.2.1 Costas de depositación por ríos.

1.2.1.1 Costas deltaicas.

1.2.1.2 Anegamiento de llanuras aluviales.

1.2.2 Costas de depositación glacial

1.2.2.1 Morrenas parcialmente sumergidas.

1.2.2.2 Drumlins parcialmente sumergidos

1.2.3 Costas de depositación por viento

1.2.4 Costas prolongadas por vegetación.

1.3 Costas formadas por actividad volcánica

1.3.1 Costas sobre recientes flujos de lava

1.3.2 Líneas de costa causadas por colapso o explosión volcánicas.

2. Costas secundarias o maduras y líneas de costa cuya configuración es grandemente el resultado de agentes marinos.

2.1 Líneas de costa forradas por erosión marina.

2.1.1 Líneas de costa enderezadas por erosión marina.

2.1.2 Líneas de costa irregulares hechas por erosión marina.

2.2 Costas y líneas de costa por depositación marina.

- 2.2.1 Líneas de costa enderezadas.
- 2.2.2 Líneas de costa progradantes (progradadas)
- 2.2.3 Líneas de costa con barras y barreras a lo largo de la costa.
- 2.2.4 Costas de arrecifes coralinos.

Shepard admitió que su clasificación podría ser incompleta pero sostiene que ésta evita la confusión que frecuentemente resulta de la tentativa para designar una línea de costa como de emergencia o de sumergencia.

Es aparente que la tentativa en la clasificación de costa y líneas de costa solapadas por algún grado, se enfatiza en que es inoportuno o impracticable mantener rasgos de líneas de costa y líneas de playa enteramente separados, a lo largo de líneas de costa que estén marcadas por sumergencia, formas geomórficas y estructuras geológicas de la costa estén atados por ser dominantes sobre rasgos menores de líneas de costa en la determinación de la configuración de la línea de costa; mientras que a lo largo de líneas de costa de emergencia los rasgos dominantes son los que resultan de procesos marinos. Esto nunca podría ser posible para desarrollar una clasificación que satisfactoriamente separe rasgos de costa de aquellos de líneas de costas.

Refracción

En la práctica, la refracción es importante por algunas razones tales como:

1. El cambio de la dirección de la ola en diferentes partes de la ola resulta de la convergencia o divergencia de la energía de la ola y materialmente afecta a las fuerzas ejercidas por la ola sobre estructuras.

2. La refracción contribuye a la alteración del fondo topográfico, por eso afecta sobre la erosión y depositación de sedimentos en la playa Munk y Taylor (1947), confirmaron en su trabajo las posibles interrelaciones entre refracción, distribución de energía a lo largo de la costa y la erosión y depositación de materiales en las playas.

Cuando las olas se acercan a la costa con un ángulo cualquiera, tienden a girar y romper paralelas a la playa. Las olas se frenan a medida que penetran en aguas poco profundas, por el efecto inhibitorio del fondo y debido al cambio de velocidad o contorno del fondo, son desviadas o refractadas de sus partes originales.

Cuando las olas no se desvían completamente antes de la rompiente y rompen en un ángulo con la línea de la costa, se genera una corriente en la dirección del ángulo abierto. La fuerza de esta corriente depende fundamentalmente de la altura, el período, el ángulo de aproximación de las olas y la configuración de la playa. La interacción de la refracción y la batimetría de esta manera pueden indicar un futuro cambio en la configuración de la playa.

La refracción del oleaje es análoga a la refracción de los rayos de luz, el cambio en dirección está relacionado a los cambios de la celeridad

La expresión general de la celeridad es:

$$C = \frac{gT}{2\pi} \tanh h \frac{2\pi h}{L}$$

y considerando las regiones de aplicación dadas por Komar (1976):

Aguas profundas	$h/L_{\infty} > 1/4$
Aguas intermedias	$1/4 > h/L_{\infty} > 1/20$
Aguas someras	$h/L_0 < 1/20$
Celeridad aguas profundas	$C_0 = gT/2$
Celeridad aguas someras	$C_s = \sqrt{gh}$

El movimiento del oleaje constituye una transferencia de energía sobre la superficie del mar, donde la energía total (promedio sobre la longitud de onda y por unidad de área) es comunmente expresada como la energía del oleaje por unidad de longitud de cresta o densidad de energía ($E = 1/8 \rho g H^2$). Los rayos de las olas (líneas ortogonales al frente de las olas) por efecto de la refracción, pueden dispersarse o converger segun la batimetría y la energía entre dos rayos, se considera constante. En aguas profundas el flujo de energía a través de un plano paralelo a la cresta y perpendicular al sentido del desplazamiento de la ola entre dos ortogonales (rayos) con distancia (b) está dado por:

$$\bar{P} = \frac{1}{2} b_0 \bar{E}_0 C_0$$

y para aguas someras:

$$\bar{P}_s = n b_s \bar{E}_s C_s, \quad n = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{4\pi h/L}{\sinh(4\pi h/L)} \right]$$

si: $\bar{P}_0 = \bar{P}_s = \text{constante}$

$$n b_s \bar{E}_s C_s = \frac{1}{2} C_0 E_0 b_0$$

$$\frac{\bar{E}_s}{\bar{E}_0} = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{n} \right) \left(\frac{b_0}{b_s} \right) \left(\frac{C_0}{C_s} \right)$$

Calculando las alturas:

$$\frac{H_s}{H_0} = \left(\frac{1}{2n} \frac{C_0}{C_s} \right)^{1/2} \left(\frac{b_0}{b_s} \right)^{1/2}; \quad H_s = H_0 K_s K_r$$

donde $\left(\frac{b_0}{b_s}\right)^{1/2} = K_r$ Coeficiente de refracción
 $\left(\frac{1}{2n} \frac{C_0}{C_s}\right)^{1/2} = K_s$ Coeficiente de asombramiento

Una forma de conocer el cambio de dirección de una ortogonal cuando se presenta una batimetría más o menos simple, es la utilización de la Ley de Snell:

$$\frac{\text{sen } \alpha_1}{C_1} = \frac{\text{sen } \alpha_2}{C_2} = \text{cte.}$$

donde α_1 = ángulo de la cresta con el contorno batimétrico que cruza.

α_2 = ángulo de la cresta con el siguiente contorno batimétrico.

C_1 y C_2 = celeridad (primer y segundo contorno) respectivamente.

Obteniendo el ángulo de aproximación en aguas someras:

$$\text{Sen } \alpha_s = \frac{C_s}{C_0} \text{ sen } \alpha_0$$

Para obtener un diagrama de refracción, primero se seleccionan las características del oleaje que se presentan en la zona de interés (características del oleaje en aguas profundas), el mapa topográfico debe ser con buena resolución ya que en la utilización de las plantillas de refracción los contornos batimétricos son muy importantes.

A partir de las características del oleaje en aguas profundas se determina la profundidad a lo que cambia a aguas someras, y a partir de esa profundidad se empiezan a calcular las razones de celeridad C_2/C_1 .

Para cada período de ola y dirección seleccionada, se hace un diagrama separadamente. El método de construir ortogonales para aguas profundas a aguas someras, y la dirección de las olas es primeramente determinado el frente de la ola, es dibujado como una línea perpendicular a la dirección de la ola y es medible el espacio de los ortogonales, que es perpendicular al frente de la onda y paralelo a la dirección de la ola.

Quando α es menor de 90 grados:

- a) Se hace un perfil entre dos perfiles y se hace una tangente sobre el contorno de este punto.
- b) Esto se pone sobre el punto 1.0 de la plantilla y la intersección de la ortogonal, y el punto medio es establecido rotando sobre el punto de giro.
- c) Se rota la plantilla sobre el punto de giro, y los valores corresponderán a C_2/C_1 .
- d) Se repite el proceso en todos los ortogonales.
- e) Si la ortogonal que se hizo, va de aguas someras a profundas, se usa (C_2/C_1) .

El decremento en la celeridad de la ola, con el decremento de la profundidad puede ser considerada análoga al decremento en la velocidad de la luz, el incremento en el índice de refracción usando esta analogía, sugirió O'Brien (1942) que se usara la ley de Snell, de óptica geométrica para resolver el problema de la refracción por cambios de profundidad de la ola y se asume que:

1. La energía de la ola entre los rayos de la onda, permanece constante.
2. La dirección de la ola que avanza es perpendicular a la cresta de la ola, esto es igual, en dirección de los ortogonales.
3. La velocidad de la ola ó un período. Su localización sólo depende de la profundidad de donde está el punto.
4. Los cambios del fondo de la topografía son graduados.
5. Las olas son de período constante de pequeña amplitud, monocromáticos y grandes crestas.
6. Efecto de corrientes, vientos y las pequeñas variaciones de la topografía se consideran despreciables.

Método R/J:

Este modelo se utiliza cuando se tiene una refracción mayor a los 80 grados. Cuando α es $\geq 80^\circ$, el método anterior no puede ser usado. Los ortogonales mayores no aparecen al pasar por los contornos, pero tienden casi a estar paralelos a ellos. En este caso, el intervalo del contorno puede ser cruzado por una serie de puntos. El intervalo completo es dividido en una serie de pequeños intervalos, tal que el punto medio individual de los sub-intervalos son girados al ángulo ortogonal. El intervalo que es cruzado es dividido entre los segmentos o pequeños cuadros por líneas transversales. El espacio r de las líneas transversales es arbitrariamente alejado o determinado como la razón de la distancia entre los contornos. El intervalo puede ser completamente cruzado. C_2/C_1 es obtenido de una tabla (C_2/C_1). Sobre la plantilla se muestra una gráfica con ángulo ortogonal girado que es graficado en función de los valores (C_2/C_1), para varios valores de la razón entre R/J el incremento de los valores es el ángulo girado por la ortogonal en el centro del subintervalo. La ortogonal es prolongada a la mitad de la cuadrícula, $\Delta\alpha$ es leída de la gráfica, y la ortogonal gira por ese ángulo.

Este procedimiento se repite para la secuencia de cada punto, sólo ϕ es graficada o interpolada por contornos menores de 80° .

Salida de Campo:

Playas de Tijuana Las Caviotas Estero de Punta Banda

Introducción.

Existe un método tradicional para el análisis granulométrico de arenas, que se ha venido usando en trabajos de Sedimentología, Oceanografía, Geología, etc.

Durante el curso de titulación de Procesos Litorales de 1985, se propuso como parte de éste, la utilización de un método modificado para el análisis de granos, el cual a diferencia del tradicional, en caso de que resulte exitoso, ahorrará tiempo y uso de reactivos.

El objetivo principal de este trabajo es llevar a cabo una comparación de dos métodos de análisis de sedimentos para, en cierta medida reducir tiempo y costos de operación en un estudio granulométrico de alguna localidad donde se hayan obtenido gran cantidad de muestras.

Materiales y Método.

El material empleado fué: Bolsas de plástico, etiquetas, marcadores, vasos de precipitado, balanzas, tamizador con tamices de 0.0 al 4.0 phi. mufla, agua oxigenada y agua destilada.

Se tomaron muestras de sedimento obtenidas con la mano, de la parte superficial de la playa a una profundidad aproximada de 3 cm. Se muestrearon varias estaciones a lo largo de la playa, cubriéndola casi en su totalidad, la distancia marcada entre cada estación fué de 500 m aproximadamente.

Para el tratamiento de las muestras se utilizó la marcha tradicional de Folk (1974) y una versión modificada de ella.

Discusión.

En esta salida de campo, se pudo observar y comparar la gran importancia que tiene el transporte de sedimento a lo largo de la costa, los fenómenos de erosión y depositación, así como la importante interacción que existe entre los parámetros físicos actuantes en un determinado lugar como son:

- a) oleaje
- b) viento
- c) tipo de costa
- d) ángulo de incidencia, etc.

Así también como éstos, van a sur los que determinen en ultima instancia la formación de playas, el grado de erosión o depositación y en algunas ocasiones hasta el material que se encuentra en ésta.

En la localidad de Playas de Tijuana, se observó un alto grado de erosión y a su vez, un marcado retroceso de la línea de costa, creando esto la destrucción de un gran numero de construcciones que se encontraban muy próximas a la costa.

Se vió que el principal agente que ahí actúa es el oleaje, el cual crea la erosión de la costa. Combinado con el transporte litoral, que se encarga de dispersar y transportar el material que va siendo erosionado de los cantiles y de la playa misma. En esta localidad se tomaron 4 muestras de sedimento por cada uno de los participantes del curso.

La localidad de Las Caviotas se encuentra ubicada en el kilómetro de la carretera Tijuana-Ensenada.

Es un lugar netamente turístico, y ahí se pudo observar una playa creada artificialmente, para fines recreativos mediante la fabricación de un pequeño espigón, el cual actúa como trampa para el sedimento que es transportado por la corriente litoral a lo largo de la costa.

Se observó una técnica empleada para mantener una estabilidad de la playa bastante buena. Esta técnica es una inversión del material de acuerdo a su distribución y tamaño en forma vertical, encontrándose cantos rodados en la parte inferior de la playa y arena media y gruesa en la parte superior, siendo su distribución normal de tamaño, los cantos rodados en la parte superior y sedimento fino en la parte inferior. Esta es una técnica nueva y novedosa para estabilizar una playa, dándole un mantenimiento periódico.

el cual consiste en un reacomodo de los cantos rodados que han sido arrojados a la parte superior de la playa por el oleaje. En esta localidad no se realizó la obtención de muestras.

Barra del Estero de Punta Banda.

En este lugar como en Playas de Tijuana, se tomaron muestras de arena de la parte superficial de la playa. Se muestrearon varias estaciones con una distancia de 500 metros entre sí. En este caso no fué posible cubrir toda la playa debido a su gran extensión.

Se observó que el viento es el factor dominante en el transporte de sedimento ya que se presenta una gran cadena de dunas que corre paralela a la playa, con una altura promedio de 3 metros.

Usando como referencia una serie de construcciones relativamente nuevas (hotel abandonado), de las cuales las más próximas a la playa han sido invadidas casi en su totalidad por la formación de dunas, se observó que el oleaje presente es de baja energía, y no es tan determinante como en el caso de Playas de Tijuana.

De un análisis general del número total de datos obtenidos, se observó que no existen variaciones significativas entre los valores de ambos métodos. Cabe mencionar que las diferencias entre ambos valores, puede deberse en gran parte a diferentes errores cometidos desde la recolección de la muestra hasta el tratamiento y procesamiento de la misma.

Una desventaja que presenta el método, es que no se puede determinar la cantidad de materia orgánica existente en la muestra. El método es aceptable para el tratamiento de un gran número de muestras.

REFERENCIAS

- Folk, R. L. (1974). Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co pp 1-44.
- Johnson, D. W. (1919). Shore processes and shoreline development. Wiley, New York, Facsimile edition, Hafner, New York.
- Komar, P. D. (1976). Beach Processes and Sedimentation. Englewood Cliffs, N. J. Cap. XIII. pp: 338-401.
- Lucke, J. B. (1934). A study of Barnegat Inlet. Shore and Beach, Vol. II, No. 2: 45-94.
- Munk, W. H. y M. A. Taylor. (1947). Refraction of Ocean Waves. Journal of Geology. Vol LV, No. 1.
- O'Brien, M. P. (1942). A Summary of the Theory of Oscillatory Waves. TR2, U.S. Army corps of Engineers, Beach Erosion Board, Washington, D. C.

Shepard, F.P. (1952). Revised Nomenclature for
depositional coastal features. Bull. Am. Assoc.
Petrol. Geol., 36:1902-12.

C A P I T U L O I V

INSTRUMENTACION OCEANOGRAFICA

"Sabemos lo que nuestros instrumentos son capaces de atrapar, pero nada sabemos de lo que no atrapan" (M.R. Clarke, 1977).

La necesidad de mediciones, ha conducido el desarrollo de nuevos instrumentos, pero en ocasiones, la tendencia del desarrollo de estos ha procedido independientemente de los requerimientos científicos.

Cualquier científico envuelto en el diseño de instrumental oceanográfico, se enfrenta al conflicto entre las necesidades de uso y los requerimientos ingenieriles. La solución más propia a este problema, es una amplia colaboración entre los hombres de ciencia y los ingenieros.

La información ganada en el campo de trabajo es crucial al desarrollo de instrumentos dignos de confianza. Más aun, ésta es la forma en que los efectos inesperados son encontrados en la naturaleza.

Dos grandes pasos se dieron en la ingeniería para lograr el instrumental moderno: El primero es el desarrollo de la electrónica por el advenimiento de su estado sólido, y el segundo término, los circuitos integrados de bajos consumos de energía. La ingeniería estructural incluye el desarrollo de plataformas de acarreo y medición instrumental, barcos, amarres de fondo y algunos flotadores.

La historia del desarrollo de la instrumentación oceanográfica desde los años 60's fue presentada por J.M. Snodgrass (1968), quien notó que desde la Segunda Guerra Mundial los procedimientos oceanográficos, han tomado auge, pues con el programa antisubmarinos se formó un rápido frente de desarrollo de la acústica subacuática.

En la actualidad los instrumentos empleados en las mediciones oceanográficas son bastante ineficaces tecnológicamente, en contraste con la instrumentación que hoy día envuelve la electrónica. Desafortunadamente y prácticamente sin excepción, éstos aparatos fallaron, no necesariamente por problemas electrónicos o aspectos conceptuales, sino porque los ingenieros no entienden propiamente el ambiente marino y en consecuencia, el problema es el empaquetado de instrumentos, algunos investigadores se resistieron al uso de esta modalidad en equipo de medición. Estos fueron los días del

pretransistor.

Snodgrass (op.cit.) comenta que el primer instrumento hecho en Scripps y que rompió la barrera electrónica fué el grabador del gradiente de temperaturas en los sedimentos del fondo. En 1950 había mucho escepticismo por este aparato hasta que un par de años más tarde se corroboraron sus mediciones, luego siguió el medidor de temperatura de cristal-cuarzo en el fondo del Atlántico (Baker, et.al., 1973) que mostrará grandes fluctuaciones de temperatura (0.1°C) en aguas del Atlántico profundo, luego por otros instrumentos se confirmó que las fluctuaciones eran debidas a intrusiones del agua antártica de fondo sobre el plano abisal Hatteras.

Uno de los pasos más importantes en el diseño de los instrumentos, fué la intromisión de los circuitos integrados de estado sólido y de bajo poder, en comparación con la vieja tecnología de transistores, que utilizaban un consumo de energía por un factor de un millón o más. Este aparato se dió a conocer con el nombre de COSMOS (Complementary-Symmetry Metal-Oxide Semiconductor). Probablemente la introducción de este aparato a finales de los 60's y principios de los 70's, fué el cambio más radical en la electrónica de la Oceanografía, desde el uso del semiconductor lógico ordinario.

Muchos de los instrumentos discutidos posteriormente son consecuencia directa de COSMOS. Estos nuevos circuitos integrados, permiten un numero de operaciones y procesamiento de datos in situ que nunca antes habían sido obtenidos.

Cuando se quiere hacer Oceanografía o Meteorología primeramente, se debe procurar información confiables, así que hay que enfrentarse al problema de la selección del equipo adecuado, considerando nuestros requerimientos de información y alcances económicos.

A continuación se examinarán los diferentes equipos oceanográficos existentes en el mercado, pero sea cual fuere la elección, hay que considerar el funcionamiento físico del aparato, las características sobresalientes del mismo, los costos de operación y la versatilidad del equipo. Los sistemas de operación y calibración son de vital importancia así como el diseño del anclaje, instalación y recuperación del equipo. Se separarán primero los aparatos oceanográficos por el tipo de medición a realizar, en cuatro grupos:

1. Corrientes superficiales y profundas
2. Oleaje
3. Mareografía
4. Meteorología

1. Corrientes Superficiales y Profundas.

Como se sabe, una corriente es un movimiento continuo del volumen de un fluido, generalmente debido a los diferenciales de densidad existente entre distintas regiones o profundidades en los océanos.

De una corriente se debe conocer su velocidad, dirección y magnitud. Estos parámetros pueden analizarse en un sistema Lagrangeano* ó Euleriano**. Desde principios de siglo, se comenzaron a medir las corrientes con aparatos muy sencillos que se han ido refinando hasta sofisticados aparatos electrónicos.

Haciendo historia, se hablará del flujómetro, de su principio de funcionamiento y de sus partes esenciales.

* Mediante boyas de deriva susceptibles de ser monitoreadas desde tierra o desde alguna embarcación. Se considera la trayectoria de las partículas en función del tiempo.

** Se observan las características de la velocidad (rapidez y dirección) en el tiempo y sin cambios espaciales del equipo.

En principio, el flujo pasa a través del aparato moviendo unas aspas, luego son contabilizadas las revoluciones por unidad de tiempo. El aparato consta de una funda o cuerpo, un aspa giratoria, un contador de revoluciones y un cable de fijación. Este aparato se coloca a la profundidad deseada, por lo general se utilizó en ríos donde la corriente era conocida, midiéndose el flujo (MT). Calibrando este aparato en un canal de flujo donde la velocidad es conocida, se pueden elaborar tablas de velocidades contra el número de revoluciones, de donde se infieren velocidades a distintas profundidades.

De aquí surgieron varios aparatos que además medían la velocidad de propagación de la corriente, mediante unas aletillas y con libertad de giro del aparato. El principio físico habla de que el corrientímetro se alineará a la dirección de la corriente y el contador de revoluciones se accionará al paso del flujo. Estos corrientímetros son puramente mecánicos como el de Ekman que se describe posteriormente y que presenta limitantes espaciales, como la zona de rompientes donde no pueden ser utilizados por la presencia de algas o ramas.

A la fecha, los aparatos más sofisticados son los corrientímetros magnéticos o electromagnéticos que funcionan bajo el principio de Faraday, en donde se mide el campo eléctrico generado por un conductor que se mueve a través de un campo magnético generado por el propio aparato, obteniéndose medidas muy precisas de la velocidad del fluido y de su dirección.

A continuación se presenta una tabla de los corrientímetros existentes en el mercado con algunas especificaciones importantes de cada aparato y con un breve análisis del mismo, finalmente se describirá el corrientímetro de Ekman y el Endeco modelo 174, ambos mecánicos (Tabla IV. I).

TABLA IV. I. Corrientímetros más utilizados.

MARCA	COLNBROOK INSTR. DEVELOPMENT LTD.	MARSH BIRNEY	ENDECO	SEA DATA
TIPO	Electromag.	Electromag.	Electromag.	Electromag.
FUENTE	D.C. 12 volts.	Baterias	Baterias	Baterias
RANGO	± 2 mm/s. hasta 20 m/s.	0-10 ft/s.	0-90 cm/s.	0-10 ft/s.
RESOL.	-----	0.005 ft/s.	0.05 nudos	0.2 cm/s.
EXACT.	-----	2-0.7 ft/s.	2-0.5 nudos	-----
LINEAL.	<+ 1% esc. tot.	-----	-----	-----
HISTERES.	-----	-----	-----	-----
SENSITIV.	-----	-----	53.7 rpm/n	-----
TIEMPO DE RESPUESTA	20 m/s. - 2 seg.	-----	-----	-----

Analizando la Tabla IV. I, es de notar que el corrientímetro Endeco no se podría ocupar en la zona de rompiente o cerca de ella. Su sistema mecánico de funcionamiento se vería afectado por partículas como ramas o pedazos de algas.

De los restantes, el fabricado por la Colnbrook Instruments, sería limitante ya que esta compañía se localiza en Inglaterra, sobre todo cuando se tiene que considerar el mantenimiento de estos aparatos.

De aquí, quedan sólo los fabricados por Marsh-McBirney y Sea Data. Si se habla de sus especificaciones técnicas y se comparan, se descubrirá una gran similaridad entre ellos, pues ambos utilizan una esfera electromagnética, finalmente habría que buscar el mejor servicio sin olvidar los folletos que hablan de la calibración y el control de calidad, todo esto encaminado a conseguir una buena linealidad.

Para la medición de corrientes oceánicas se deben considerar dos cosas: La primera, el corrientímetro que debe ser aproximado y digno de confianza y preferentemente que tenga un sistema de grabación interno. Y la segunda es la plataforma o sistema de amarre que debe ser robusto, desarmable y de fácil manejo. Desde los años 60's se han logrado grandes avances en ambos mecanismos. Ahora es

posible lograr mediciones a largo plazo (mayor de un año) en niveles bajo la superficie con un 90% de datos recobrados.

Corrientímetro de Ekman.

Consiste en una propela con varias aspas que van montadas en una funda, y ésta a su vez va fija a un cable, de tal forma que el aparato puede ser bajado hasta la profundidad deseada. La propela es accionada mediante un mensajero. Después de haber girado cierto intervalo de tiempo, la propela puede detenerse mediante otro mensajero, de donde el número de revoluciones puede ser leído del contador y obtenerse así la velocidad del fluido. La dirección del flujo se obtiene ingeniosamente. El instrumento se orienta en dirección de la corriente mediante unas aletillas laterales y justo en el intervalo de tiempo en que el aparato gira un poco, unas bolitas de bronce son liberadas y caen en la parte más alta de la aguja de un compás magnético, de allí las bolitas van a dar a un receptáculo dividido en sectores de diez grados.

El canal y la aguja permanecen en su sitio (meridiano magnético), mientras el resto del aparato se orientará con la corriente, y el lugar donde son encontradas las bolitas, indica la dirección de la corriente a la hora de la medición.

Corrientímetro endeco tipo 174.

Este corrientímetro mide la velocidad y dirección del fluido, además da mediciones de temperatura, conductividad y velocidad de las ondas acústicas. La información digital del sensor es almacenada en un cartucho magnético de 64 mm. Puede ser leída usando el transmisor de datos endeco tipo 173. El instrumento está provisto de una función de onda acústica para facilitar la revisión periódica de la operación del aparato sin moverlo de sus amarres.

Con un rango de aproximadamente 1000 m, el dispositivo acústico es también un auxiliar en la localización y recuperación del instrumento.

El sensor de velocidad utiliza un conducto impulsador con una sensibilidad de 50.1 RPM/51.4 cm/seg, y un rango de velocidades de 0-257.2 cm/seg y un intervalo de 2 min. El umbral de movimiento del propulsor es menor a 2.57 cm/seg, con una resolución de 0.4 % del rango de velocidades y una exactitud de ± 3.0 % de la escala total.

El sensor direccional de la corriente es del tipo magnético de $0-360^{\circ}$, con una resolución de 1.4° , exactitud de $\pm 7.2^{\circ}$.

El sensor de temperatura es un termistor termilineal, con un rango de $5-45^{\circ}\text{C}$, una exactitud de $\pm 0.02^{\circ}\text{C}$ (referido a la calibración), y una resolución de 0.098°C .

El sensor de conductividad es del tipo sonda electrodo con un rango de $5-55$ miliohms/cm, una exactitud de \pm miliohms/cm, y una resolución de 0.098 miliohms/cm.

El dispositivo acústico utiliza una frecuencia de 38 khz con una salida acústica de 48 db, además de contar con un patrón de emisión múltiple en forma de pulsos (2 pulsos/seg: normal; 9 pulsos/seg: alarma), con un rango de hasta 1000 m de profundidad.

La razón de registro y tiempo da lecturas cada 2 min de temperatura, conductividad, dispositivo acústico, dirección y velocidad del fluido, con un número de lecturas de hasta 27000 registros en ese intervalo de tiempo, y con un período de registro de 3 días.

El formato de registro es de 84 bytes, 8 bits por parámetro, la densidad del registro es de 32 bits/cm (80 bits/pulg) cada "track". La profundidad máxima es de 152 m.

El modelo endeco 105 también mide los mismos parámetros, solo que cada 30 min mediante un sistema fotográfico en una película de 16 mm.

El sensor direccional tiene como referencia el Norte magnético. El inconveniente del uso de este equipo es el elevado costo del revelado.

El corrientímetro usado por Richardson et. al. (1972), fué un rotor de tipo Savonius (1931), con una pequeña veleta de movimiento libre, fija y alineada con el eje principal del instrumento. J.M. Snodgrass discutió muchos aspectos del rotor de Savonius. Una de las ventajas de la veleta libre es que su tiempo de respuesta es comparable al tiempo de respuesta del sensor de velocidad. El instrumento es cilíndrico y puede ser usado como un eslabón en el sistema de fijación al fondo, dos diseños de colectores de datos son importantes en este aparato. El sistema de grabación fotográfico y el muestreo denso y espaciado.

Richardson et. al. (1972) reconoció que el ruido de las altas frecuencias en el agua, junto con la capacidad limitada de grabación del instrumento, producirían grabaciones muy cortas si éstas fueran continuas, así que por eso utilizó el muestreo denso y espaciado, en donde se logran muestras cortas con largos períodos sin medición. Si se conoce bastante del espectro de energía del sistema, entonces este esquema puede proveer de una estimación adecuada de la energía total en las diferentes bandas de frecuencia.

La segunda característica notoria, es la grabación fotográfica. Un sistema inteligente de tubos luminosos y discos codificados fué utilizado para obtener datos (bits), de los sensores a la cámara con 100 pies de película fotográfica. De esta forma se pueden lograr grandes juegos de datos; 100-200 días, entonces es notorio el avance sobre otros sistemas. Este esquema fotográfico trabajó tan bien, que sólo se evaluaron unos pocos juegos de datos, pero la técnica de lectura de la película mediante una computadora nunca ha sido realmente satisfactoria.

La moderna versión comercial, es básicamente similar al diseño de Richardson, con algunas mejoras en la confiabilidad, pero un par de cambios son notorios: El esquema de grabación usa una cinta grabadora, y el esquema

de muestreo es del tipo llamado vector promediado (VACM).

El corrientímetro de vector promediado, es comunmente conocido (fig. 4.1) y fué desarrollado por J.R. Mc Cullough (1975).



Figura 4.1. Correntímetro de vector promediado
manufacturado por Sea-Link.

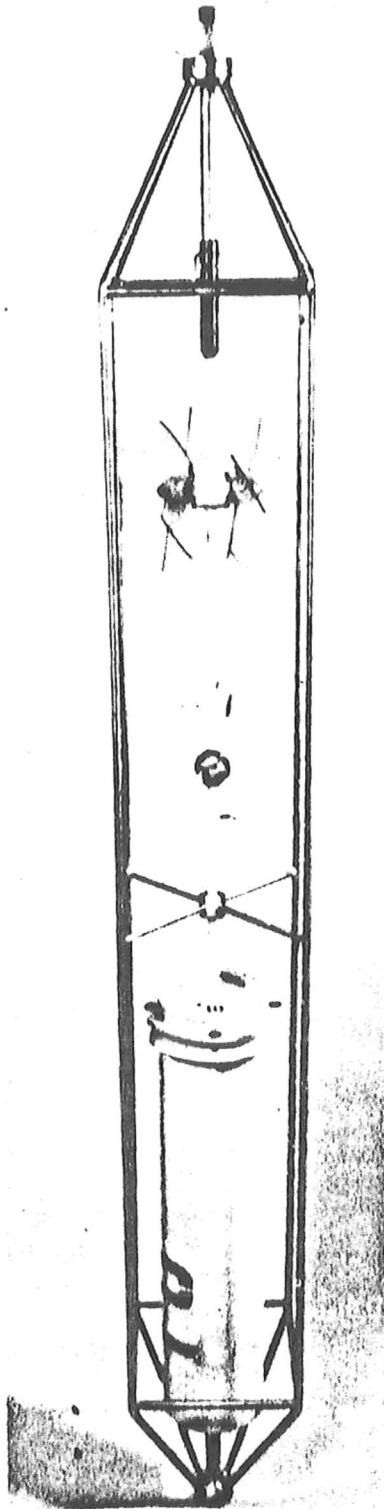


Figura 4.2. Correntímetro vectorial con dos propelas y una caja de titanio.

El uso de la nueva técnica de circuitos integrados COSMOS, es responsable del incremento en las aproximaciones de VACM. El aumento de la capacidad en la toma de datos produce que el instrumento muestree velocidad y dirección del fluido aproximadamente ocho veces por revolución del rotor, entonces las componentes Este y Norte son calculadas y grabadas.

Uno de los problemas del rotor Savonius es la dependencia en el tiempo que no puede ser bien marcada debido a que el rotor se acelera tres veces más rápido de lo que desacelera, más aun, este sistema no tiene una respuesta al coseno vertical proporcional al ángulo de ataque, así que las velocidades horizontales son contaminadas por la componente vertical.

Hasta hace poco tiempo, los corrientímetros no habían sido probados rigurosamente, bajo condiciones de flujo no estacionarias en el laboratorio, para mostrar su trabajo en este medio ambiente. Weller y Davis (1980), desarrollaron un corrientímetro con propelas en dos componentes direccionales, con una respuesta aproximada al coseno vertical (VMCM) (fig. 4.2) y se ha mostrado aproximado en el flujo medio bajo condiciones no estacionarias.

Ivar Aanderaa (1964) inventó otro corrientímetro muy barato y de fácil manejo (fig. 4.3), utilizando un rotor tipo Savonius combinado con una gran veleta, el instrumento entero debe responder a los cambios de dirección. Los datos son grabados en una cinta sencilla y la parte electrónica está completamente cubierta para protección. El aparato se amarra con un sistema o línea de tal forma que quede libre de pivotear horizontalmente, y la gran veleta orienta el aparato en la dirección de la corriente. Un compás magnético fijo, da la dirección u orientación en el campo magnético de La Tierra. Haciendo a un lado las deficiencias marcadas posteriormente, este equipo en general ha dado muy buenos resultados y es uno de los más populares. Debido a la gran veleta de este equipo, no puede ser usado cerca de la superficie en las líneas de fijación.

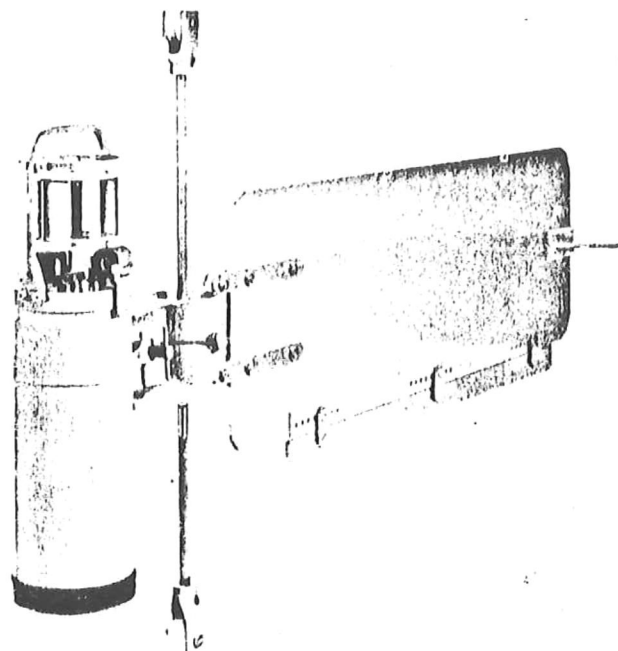


Figura 4.3. Corrientímetro Aanderaa modelo RCM-4. El instrumento pende verticalmente de la línea de conexión. La caja de electrónica (izq.), tiene un rotor Savonius y otros sensores en la parte superior, además de una gran veleta direccional (der.).

Instrumentos para perfiles de temperatura y salinidad.

Como propiamente dijo M.R. Clarke (1977), "sabemos lo que nuestros instrumentos de muestreo discreto pueden atrapar, pero lo que sucede durante nuestros intervalos de no muestreo, nada sabemos". De aquí el interés por los instrumentos de muestreo continuo o perfiles, tanto de temperatura como conductividad, velocidad del sonido, etc.

A continuación se tratará el batitermógrafo (BT) y su sucesor, el batitermógrafo expandible (XBT), ambos utilizados para las capas superiores del océano y posteriormente, el desarrollo de los sistemas de medición continua (STD, CTD) para las capas más profundas.

El batitermógrafo opera conducido por los cambios de presión que mueve el metal o el vidrio ahumado que se desliza a medida que el instrumento baja. La temperatura es marcada por un tubito lleno de fluido sensible, la gran ventaja del batitermógrafo es que puede ser operado en intervalos frecuentes y obtenerse con facilidad una buena distribución de la temperatura, en los primeros 150 m de profundidad con gran rapidez. Este instrumento es enteramente mecánico en su operación y es de gran confiabilidad. Por esto, el batitermógrafo, con el paso de los años ha sido quizá el instrumento más extensivamente

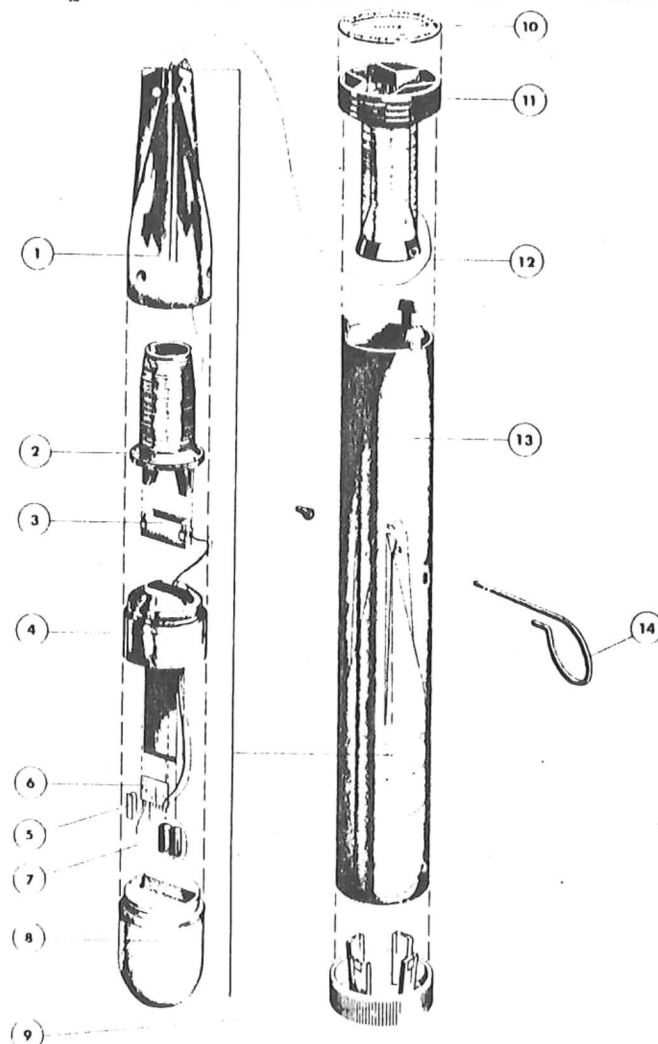
utilizado.

El batitermógrafo expandible (XBT), utiliza un transmisor para medir la temperatura, y depende de la razón de caída para determinar la profundidad, de tal forma que el XBT requiere de un sistema eléctrico a bordo de un barco, para grabar los datos adquiridos.

El corazón del sistema expandible es un doble embobinado, esto es: El cable es enrollado hacia afuera de dos carretes y en dirección paralela al eje principal del aparato. De esta forma, el cable se desenreda simultáneamente, pero independientemente un carrete del otro. Esta técnica permite probar, que la caída libre del aparato se lleva a cabo (desde el punto de entrada en la superficie del agua), sin ser afectada por la velocidad o dirección del barco. Las pruebas de aproximación dan $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ y $\pm 2\%$ de la profundidad.

Las pruebas de velocidad del sonido también son evaluadas y dan una aproximación de ± 0.25 m/seg a profundidades de 850 m. El sensor mide directamente el tiempo que toma un pulso acústico en atravesar una trayectoria de 52 mm. Así que los efectos de la temperatura, salinidad y presión son considerados directamente en la medición. El sensor salino está bajo desarrollo y utiliza

la velocidad del sonido y la temperatura para computar la salinidad. La figura 4.4 muestra su configuración expandible.



XSV EXPLODED VIEW

- (1) AFTERBODY
- (2) PROBE SPOOL
- (3) SOUND-VELOCITY SENSOR
- (4) ELECTRONICS HOUSING
- (5) STARTING CONTACT
- (6) INTEGRATED CIRCUIT
- (7) BATTERIES
- (8) ZINC NOSE
- (9) SHIPPING CAP
- (10) LABEL
- (11) SHIPBOARD SPOOL
- (12) SIGNAL WIRE
- (13) CANISTER
- (14) RETAINING PIN

Figura 4.4. Diagrama esquemático de la prueba expandible, usado para mediciones de la velocidad del sonido.

El STD y el CTD dan una nueva visión de la distribución de la temperatura y la salinidad a pequeña escala. Antes de que estos sistemas continuos fueran confiables, la técnica estandarizada era la de los termómetros reversibles y la colección de muestras de agua para una determinación posterior de la salinidad, por una titulación en laboratorio o por mediciones de la conductividad de la muestra.

El primer instrumento fué diseñado para operar en los primeros mil metros de profundidad, y tenía un rango de 0 a 30°C, con una aproximación de $\pm 0.15^\circ\text{C}$ y un rango de salinidad de 13 ppm (‰), una aproximación de 0.05 ppm (‰), se utilizó una célula de conductividad con electrodos de platino.

Una de las novedades del diseño de Brown (1968), fué el uso de un solo cable, conectado entre la unidad bajo el agua y la embarcación, el cable conduce energía del barco a la unidad en el sentido inverso, las señales medidas, este cable debe soportar el peso total de la unidad. Desde entonces todos los sistemas cuentan con este mecanismo, en esencia los elementos de medición son todos resistencias variables, con valores que dependen de la conductividad, temperatura o profundidad. Estos elementos fueron conectados a un oscilador, cuya frecuencia es función de la resistencia, de esta forma las variables medidas se

convierten en audiofrecuencias que corren por el cable central.

Mientras que el STD original estaba desarrollándose, Hamond (1955) tuvo la idea de hacer un instrumento portátil para usos estuarinos, al menos para ganar experiencia en la aplicación de las células de conductividad al trabajo marino. Tal instrumento utiliza un pequeño termisor dentro de una cápsula de cristal e inmerso en una muestra de agua, obteniéndose una aproximación equivalente a una titulación por el método Knudsen.

Para estas alturas, Brown (1968) usó la idea del principio de inducción, aboliendo el uso de electrodos metálicos, y logró un salinómetro portátil que en lugar de termostato tenía un termisor de la temperatura de compensación, con aproximaciones de 0.003 ppm (%). El instrumento es descrito por Hamond y Brown (1961) (fig. 4.5).

Como un paso lógico a seguir, se añadió un sensor inductivo, al sistema de perfiles continuos. El instrumento llamado STD, fué diseñado y vendido a principios de los años 60's y pronto se popularizó entre los oceanólogos (fig. 4.6), mostrándose fácilmente las estructuras oceánicas, que resultaron mucho más completas de lo que sugerían las

botellas Nansen, cuando el STD fué diseñado, las computadoras y sus periféricos eran muy caros e irrealizables rutinariamente en el océano. Como consecuencia el STD, requería análogamente de computar las mediciones de temperatura y salinidad in situ.

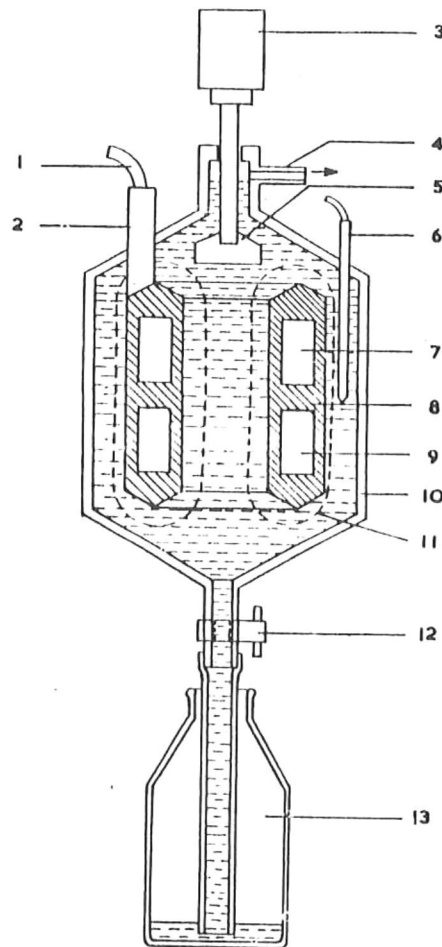


Figura 4.5. Diagrama simplificado de un salinómetro inductivo de laboratorio. 1. Liberador del toroide ensamblador; 2. varilla de soporte para el ensamblador del toroide; 3. Motor batidor; 4. conexión al aspirador; 5. termisor; 6. alma toroidal del transformador de voltaje; 7. batidor; 8. ensamblador toroidal; 9. alma toroidal del transformador de corriente; 10. cubierta plástica transparente; 11. patrón de corriente eléctrica en la muestra de agua; 12. llave de paso; 13. Contenedor de la muestra.

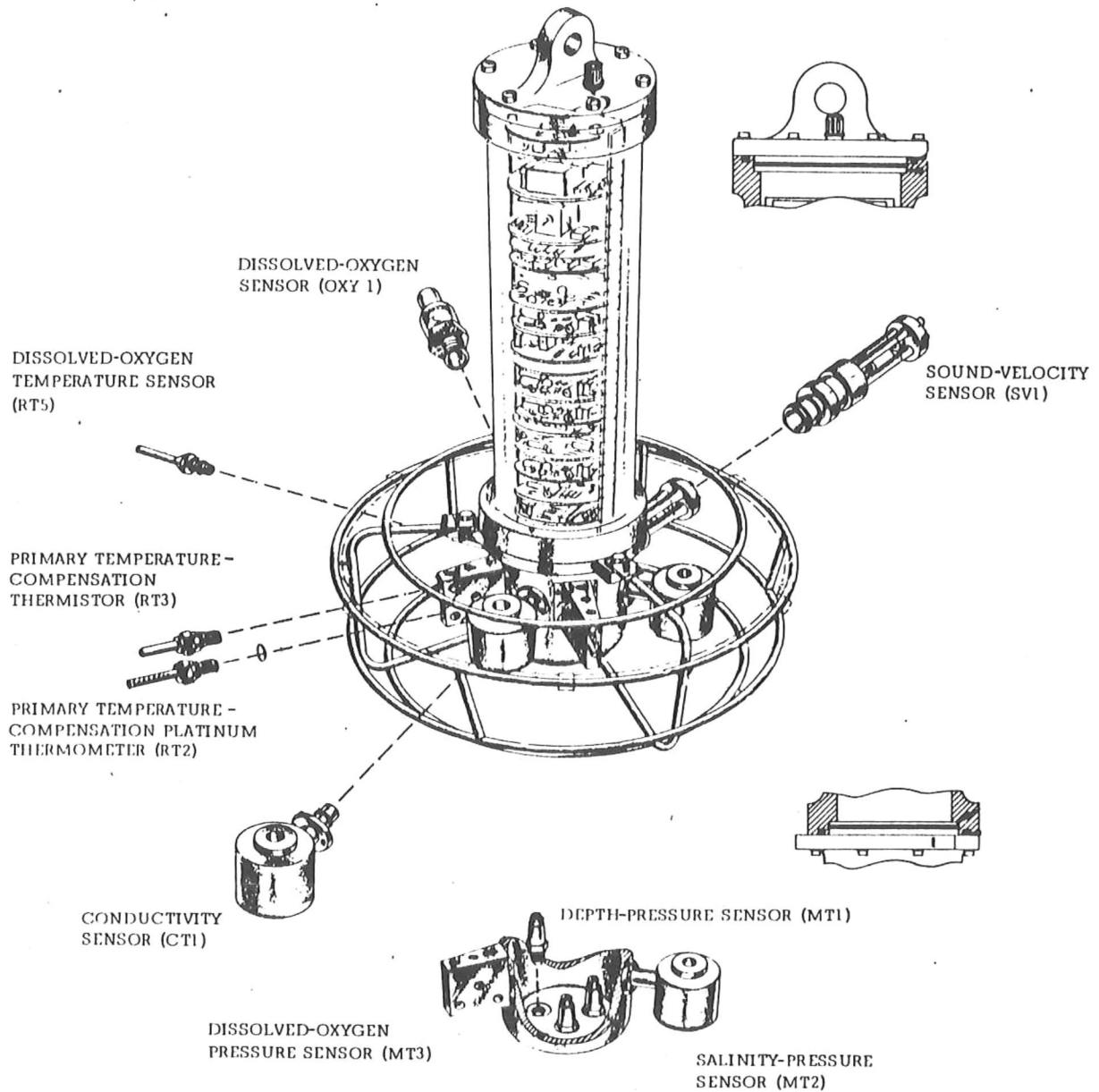


Figura 4.6. STD automático mostrando los sensores.

Uno de los problemas que frecuentemente se presentaron, fueron los errores en la respuesta temporal de los sensores, ya que la conductividad es una función fuerte de la temperatura y la salinidad es un pequeño residual sobre la corrección de temperatura. Si la corrección fuera aplicada muy rápidamente, esto inevitablemente aparecería en la determinación de la salinidad. Más aun, el sensor de conductividad no daría la resolución deseada y su sensibilidad inherente no sería buena para el diseño de los electrodos. Finalmente, la estabilidad de oscilación no sería lo suficientemente alta para proporcionar una buena aproximación en grandes razones de datos.

Diseños posteriores de Brown (1974), superaron estos problemas, además con el rápido desarrollo y reducción de los costos de computación, el sistema de electrodos de deriva, el uso de un sensor de excitación que logra mediciones a fina escala y de grandes razones de datos.

Se debe notar que no se ha reemplazado el uso de botellas, pues son necesarias para mantener la calibración de la salinidad y de que la mayoría de las mediciones químicas requiere muestras. Las calibraciones de salinidad se hacen normalmente con muestreadores de roseta (fig. 4.7).

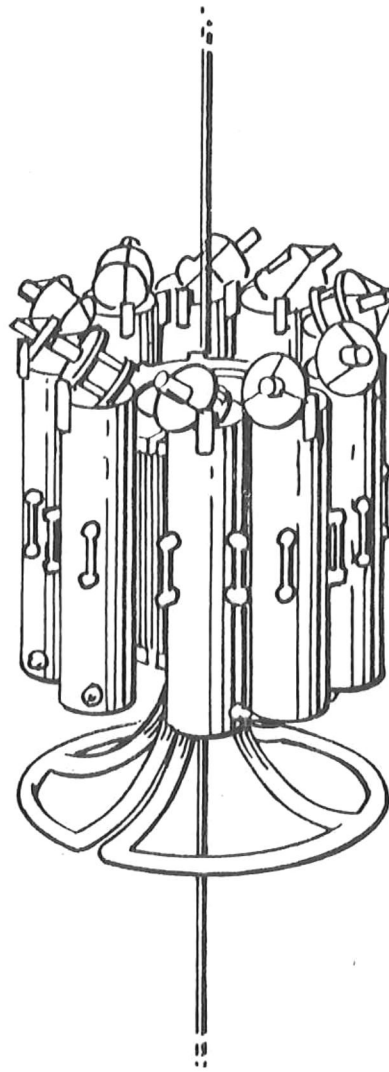


Figura 4.7. Arreglo multibolla tipo roseta.

La última versión del CTD es manufacturada por Neil Brown Instrument Systems (fig. 4.8).

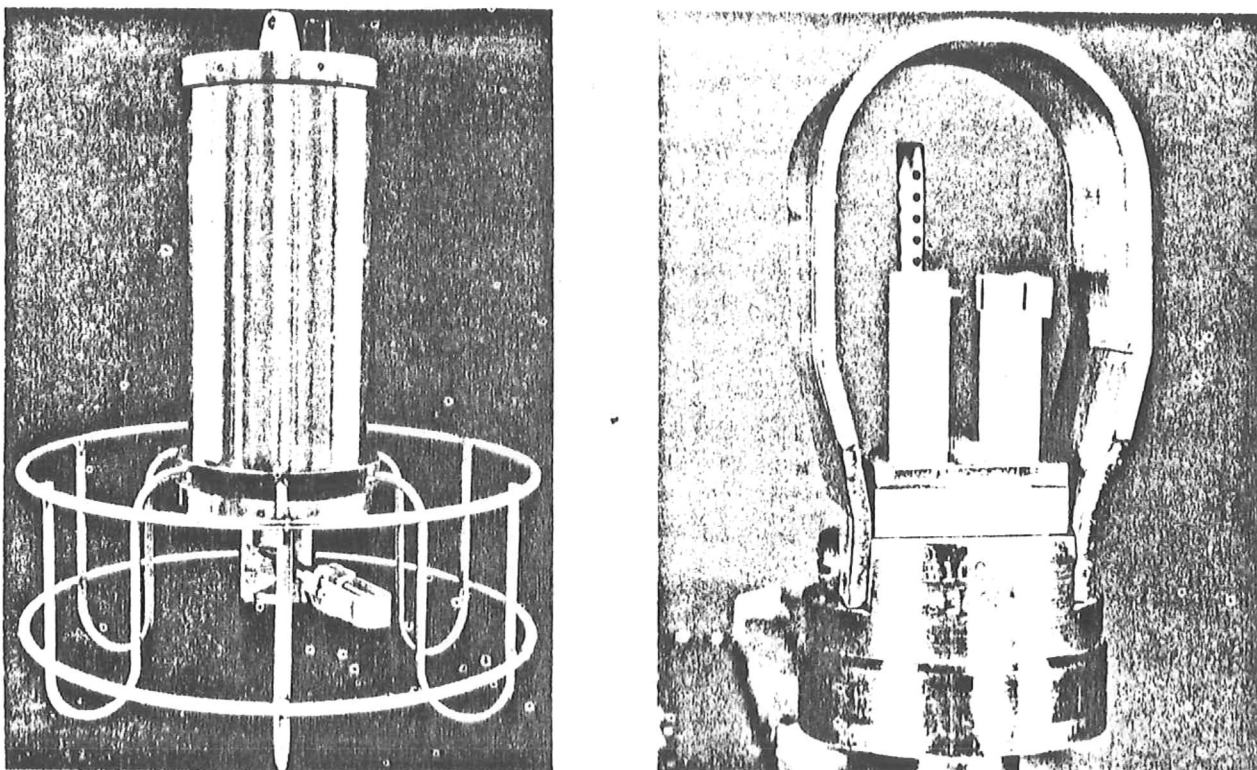


Figura 4.8. CTD (Mark, IIIb). Unidad submarina (izq.) y cabeza del sensor (der.). La célula de conductividad está a la derecha del sensor de temperatura.

El sensor de conductividad es una célula miniatura, con cuatro electrodos de platino y el sensor de temperatura es una combinación de termistor miniatura de respuesta rápida y un termómetro con resistencia de platino. Los cuatro electrodos de platino eliminan los errores, debidos a la polarización de la interfase agua-electrodo.

El sensor de presión es un manómetro de esfuerzos, compensado para minimizar los efectos de la temperatura. El sistema tiene una aproximación mejor de 0.001°C , con un rango de -3 a 32°C , la precisión de la conductividad es del orden de una parte por millón. El instrumento acepta también un sensor de oxígeno.

En suma, el uso de estos aparatos ha mostrado su efectividad para el trabajo en escalas finas, y una gran aproximación para estudios del océano profundo. Para microestructuras (1m - 1cm) se requieren nuevos instrumentos.

2. Oleaje.

En la naturaleza, el oleaje se presenta con variadas amplitudes y longitudes de onda, debido a los efectos topográficos, las direcciones del oleaje varían también, en su arribo a la costa. El hombre ha construido teorías que tratan de explicar este tipo de efectos, como la teoría de Airy con movimientos circulares de las partículas al paso de una ola, o la teoría de Stokes con movimientos semicirculares de las partículas que no son trayectorias cerradas, con desplazamientos horizontales.

Pero ¿Qué se puede medir del oleaje?

Como el movimiento natural de la ola produce aceleraciones tanto en la dirección horizontal como vertical, los aparatos modernos se basan en los principios de cambios de presión y de aceleración vertical de las partículas.

El sensor de presión registra los cambios en el peso de la columna de agua sobre éste, así que con un par de ellos, y paralelos a la costa, midiendo el tiempo de arribo del oleaje se puede determinar su dirección y con el filtrado del nivel medio del mar se pueden obtener las alturas del oleaje incidente.

También hay sensores que miden las aceleraciones en las direcciones horizontal y vertical y son de tal forma, que se genera un campo magnético por donde se registran los cambios en este campo, y luego son traducidos a pulsos eléctricos mediante transductores. El oleaje también puede ser medido mediante boyas (wave-track), éstas funcionan en base a un resorte que se localiza en el interior de la boya y pendiente del resorte hay una masa sujeta internamente, así que al sentirse el efecto de la ola, la boya cambia de posición y la masa tiende a permanecer en su posición original, produciéndose una deformación en el resorte,

proporcional a la altura del oleaje, que a su vez es traducida a una señal eléctrica por el transductor.

El efecto del movimiento horizontal de la boya, se minimiza con unas prolongaciones verticales hacia el fondo, hasta donde el oleaje no tiene influencia, para tratar de evitar desplazamiento o bien, sujetando la boya a un lastre inmóvil o zapata.

Hay otros tipos de transductores de oleaje o sensores de presión de tipo capacitivo, acústico, con acelerómetro y con cristales de cuarzo, donde éstos últimos requieren menores cantidades de energía, ya que la excitación del cristal se logra con bajos voltajes. Esto a la larga, resulta en un bajo costo de operación, gracias a la capacidad piezoeléctrica del cuarzo. A continuación se muestran las Tablas IV.II y IV.III, de gran utilidad; la primera con sensores de presión y la segunda con sensores de dirección del oleaje.

TABLA IV. II . Sensores de presión

MARCA TIPO	SETRA SYSTEM capacitivo	SINRAD acustico	DATAWELL acelerometro	SEADATA cristal de cuarzo
RANGO	-10 m	0-30 m	0-20 m	0-20 m
RESOLUCION	-----	-----	>3	0.09 cm
EXACTITUD	-----	-----	-----	0.4cm
LINEALIDAD	0.1	-----	-----	-----
HISTERESIS	0.05	-----	-----	-----
FUENTE	22-30 vdc	120-220 vac	10-30 vdc	baterias
CONSUMO	8ma	23 watts	180 mw	0.5 ahr/mes

TABLA IV. III. Sensores direccionales de oleaje.

MARCA	SEADATA 635-12	SEADATA 635-9	ENDECO 956	MAREX
TIPO	combinacion de corrientimetro E. M. y sensor de oleaje	igual a 635-12	brujula que mide el grado de inclinacion	igual a ENDFCO
RANGO	-----	-----	-45 por eje	0-357 -5
RESOLUCION	-----	-----	1.4	-----
EXACTITUD	-----	-----	±10.0	-----
LINEALIDAD	-----	-----	>±0.2	-----
HYSTERESIS	-----	-----	<±0.2	-----

3. Mareas.

Para medir la altura del nivel del mar (marea) se utilizan aparatos llamados en general, mareógrafos, los cuales forman parte de las estaciones mareográficas (fig. 4.9) que constan principalmente de:

- mareógrafo
- tubo del flotador
- caseta
- bancos de nivel (referencia)

Actualmente en México se usan comunmente dos tipos de mareógrafos: Automático estándar y digital.

El mareógrafo automático estándar (fig. 4.10), consta de un flotador que se mueve dentro de un tubo vertical, llamado pozo del flotador (fig. 4.11), que acusa el ascenso y descenso del nivel de la superficie. El oleaje es filtrado considerablemente al llegar al interior del pozo a través de un orificio de diámetro relativamente pequeño.

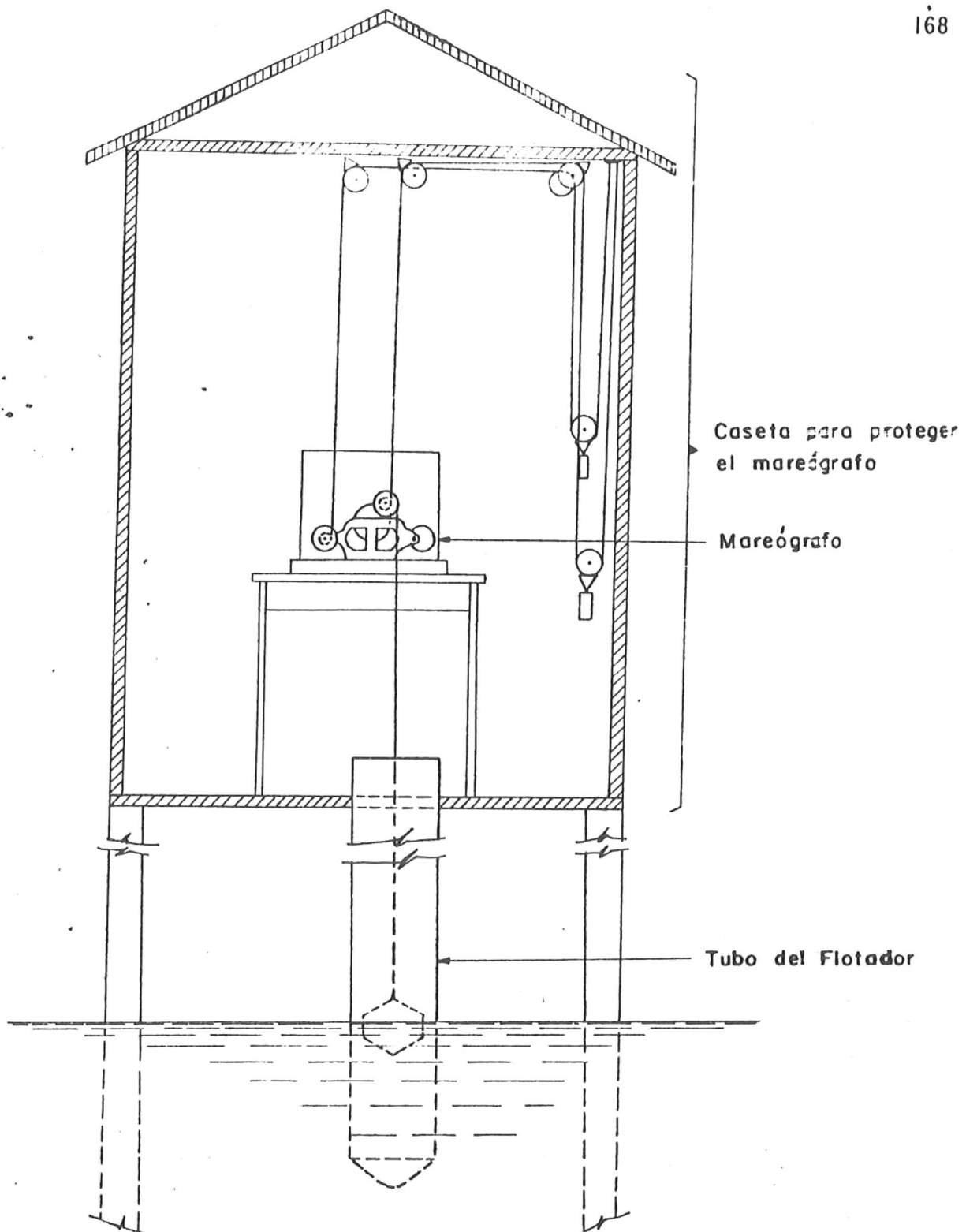


Figura 4.9. Vista esquemática de la instalación del Mareógrafo automático tipo estándar.

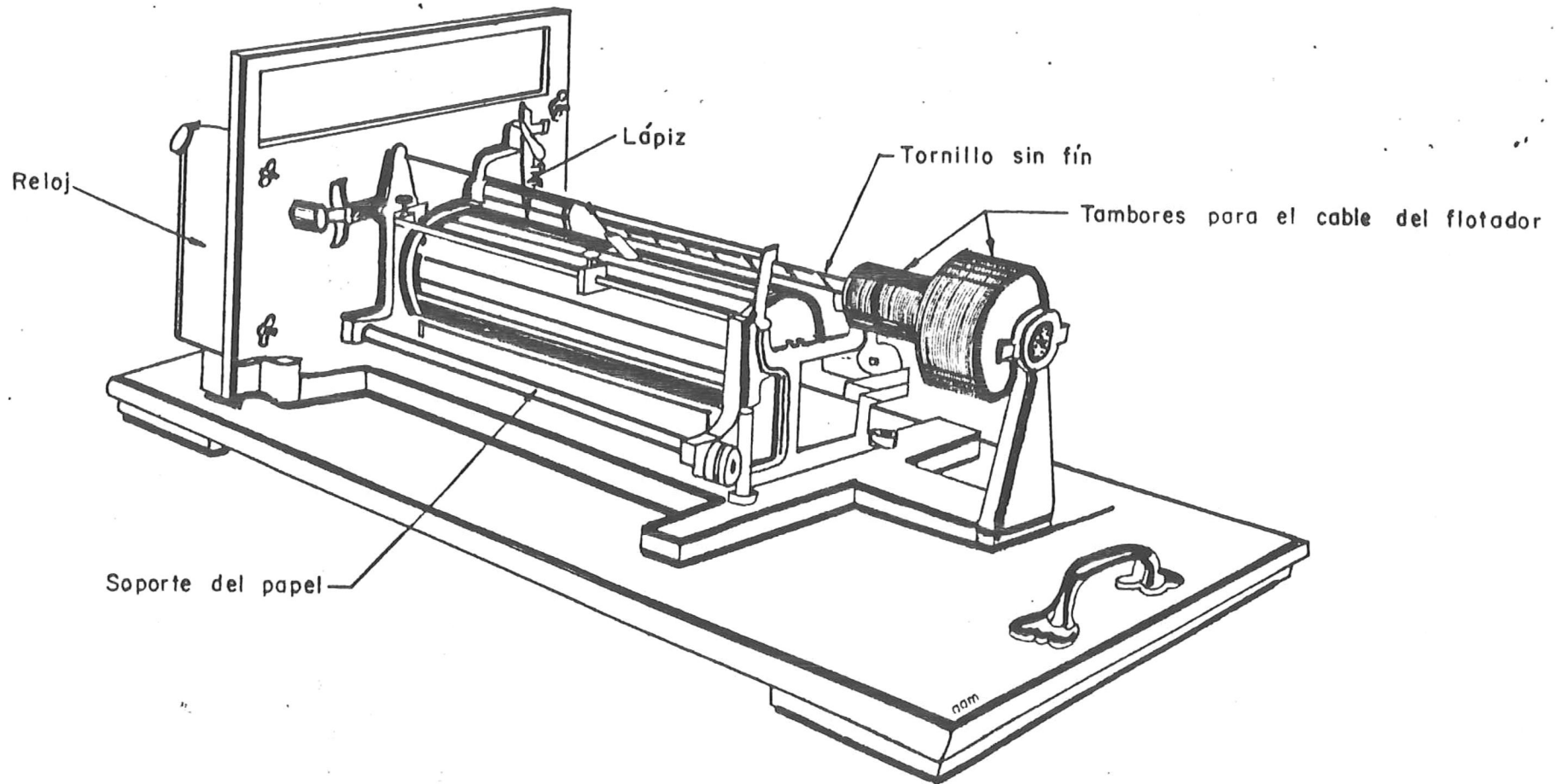


Figura 4.10. Mareógrafo automático estándar. Vista lateral posterior.

El movimiento vertical del flotador acciona un tronillo sin fin montado en el mareógrafo, que a su vez, imparte movimiento de avance o retroceso a un lápiz cuya punta está apoyada sobre una tira de papel, que avanza movida por un mecanismo de relojería.

El movimiento combinado del papel y el lápiz, va trazando una curva continua (mareograma), que indica el ascenso y descenso de la marea. Dicho ascenso y descenso están referidos a un banco de nivel dado y al meridiano de Greenwich.

El mareógrafo digital (figura 4.12) es un registrador de nivel que emplea un medio mecánico para convertir la posición angular de una flecha rotatoria, dentro de un código digital de salida, y perfora estos valores digitales en una cinta de papel a intervalos seleccionados, los cuales pueden ser de 15, 30 ó 60 min.

Este instrumento mide la altura de la superficie por medio de un cable, un tambor y un flotador ensamblados. Este ensamblaje puede ser engranado al instrumento para obtener una proporción conveniente entre la rotación de la flecha de entrada del registrador y la rotación de la unidad de la flecha primaria actuadora.

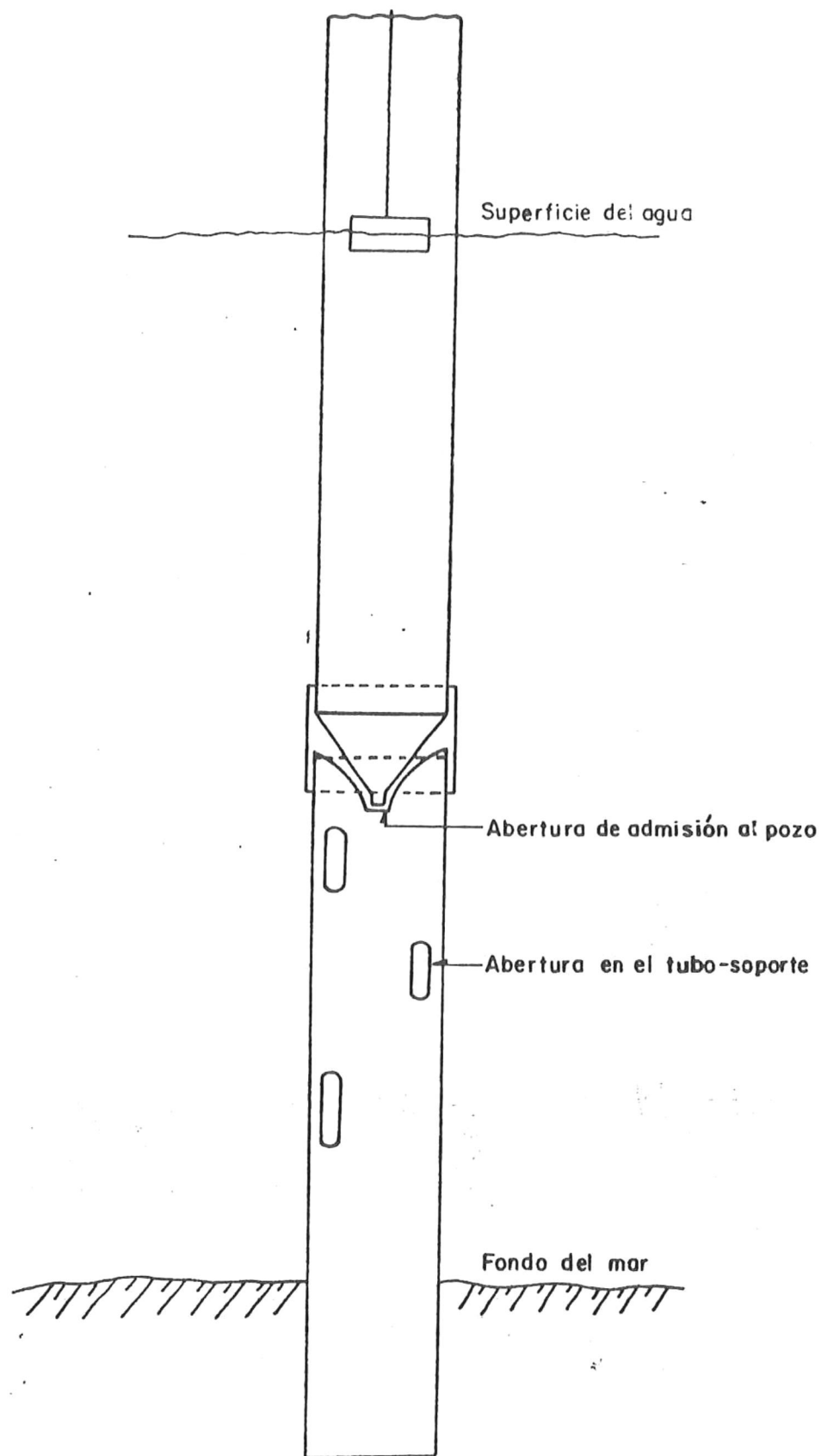


Figura 4.11. Pozo del flotador.

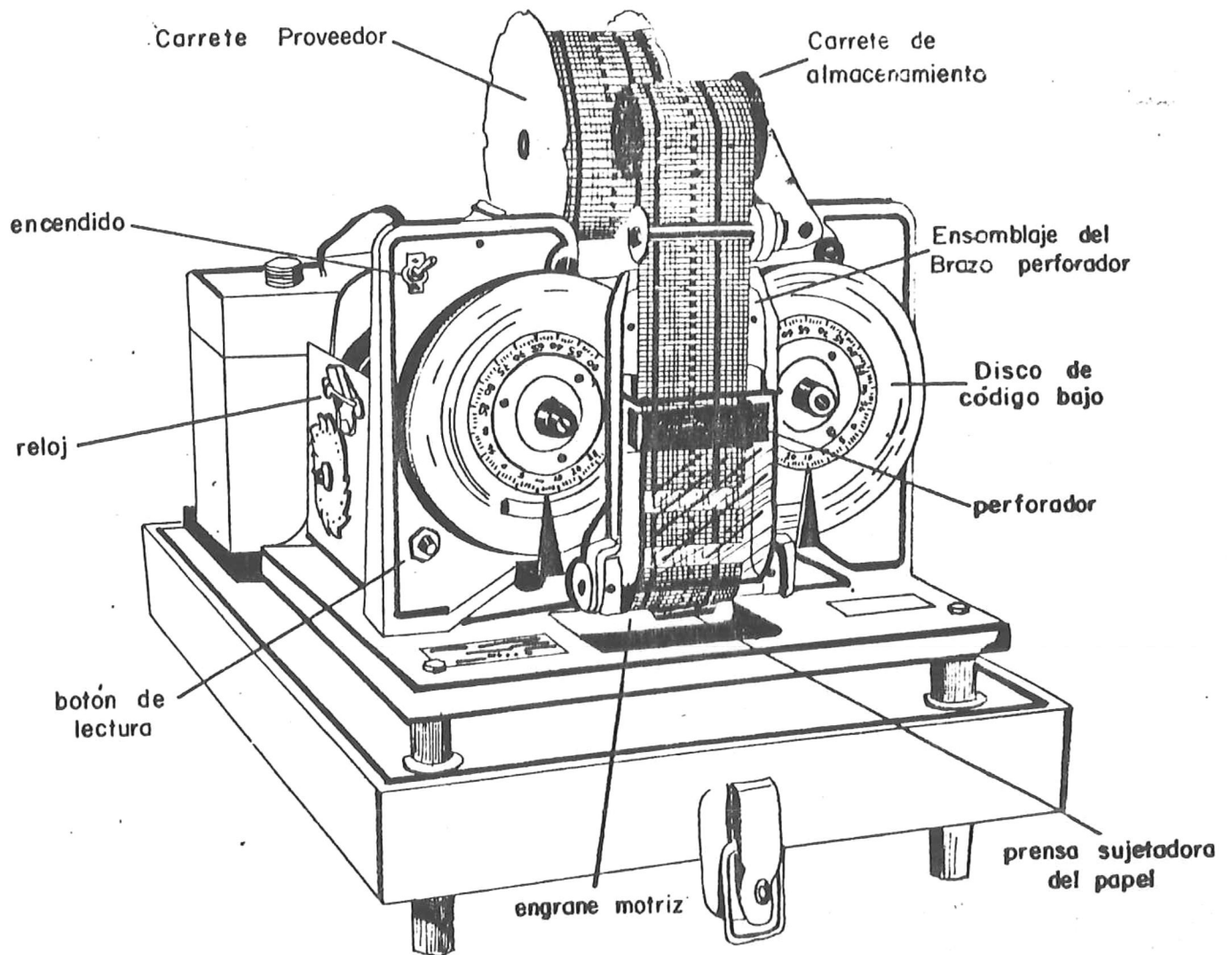


Figura 4.12. Mareógrafo digital.

El aparato opera con una pila de 7.5 volts y es autosuficiente. Tiene un rango máximo de operación de 100 pies y registra niveles con precisión de ± 0.01 pies.

La cinta de papel se interpreta según la siguiente consideración: Cada fila horizontal de perforación representa la altura de la marea en forma digital al tiempo de la medición. Esta altura está referida al cero de la regla de mareas.

Una vez obtenido el mareograma, los datos se pueden filtrar, promediar, etc. según sea el motivo de la medición.

Existen unos aparatos electrónicos llamados traductores que convierten el registro del mareógrafo de papel perforado a impulsos eléctricos que son grabados en una cinta magnética compatible con computadoras, para facilitar y acelerar su análisis o tratamiento. La cinta de papel perforado es "leída" por medio de una celda fotoeléctrica, posteriormente estas señales son traducidas a impulsos electrónicos y grabados en cinta magnética.

4. Meteorología.

Para la determinación de relaciones océano-atmósfera, se hace necesario tener un registro continuo de la magnitud y dirección del viento y de algunos otros parámetros aunque éstos no sean de forma continua como la presión barométrica, temperatura ambiental, humedad relativa, radiación solar, etc., de tal forma que se hacen necesarias las estaciones meteorológicas y algunos otros aparatos como el psicrómetro, que consta de un par de termómetros montados en una barra de acero. Los termómetros están graduados con incrementos de 1°F y con un rango de -20°a 120°F. Posee un mango y un mecanismo para hacer girar la barra manualmente, donde un termómetro es seco, acompañados también de una tabla de humedad. Si se quiere conocer el porcentaje de humedad relativa, puede usarse un higrómetro, pero lo más común es una estación meteorológica como el modelo WS-755, que graba cinco parámetros de interés como son velocidad y dirección del viento, temperatura, humedad relativa y precipitación.

La caseta es de aluminio y todas sus partes son de acero inoxidable o de cromó plateado, donde todas las componentes son móviles. La caja está sobre un tripie de acero inoxidable, internamente hay un anemómetro de tres copas, que corren con el viento y con un umbral de movimiento de 1 milla/hora y la escala de vientos va de 0-10

Km/h. La veleta es de plástico y está contrabalanceada, la escala es de 360 grados y el umbral de movimiento es de 1 milla/h.

El elemento sensitivo a la temperatura es un tubo de Bordon con escala desde -25°F hasta 125°F con divisiones cada 5°F y una aproximación de $\pm 1^{\circ}\text{F}$. El sensor de humedad es del tipo cabello humano con un rango de 0-100 % y una aproximación de $\pm 5\%$. El sensor de precipitación es del tipo cubeta con una aproximación de $\pm 3\%$.

En la actualidad hay estaciones meteorológicas muy sofisticadas con instrumental de gran precisión, como la estación meteorológica tipo Aanderaa que mide los mismos parámetros, y todo el sistema es digitalizado y logra grabaciones magnéticas directamente.

Finalmente, se tiene el uso de satélites en la Oceanografía.

Los oceanógrafos se han beneficiado del programa espacial de los EEUU, principalmente a través del aumento de la eficiencia de las operaciones de los barcos. Por ejemplo, el sistema de navegación actual ha permitido que se hagan mapas más detallados de las propiedades del fondo

marino y localizar con mayor exactitud instrumentos anclados bajo la superficie del mar. Comunicación de barco a tierra y pronósticos del estado del tiempo para el mar, son otros ejemplos. Los satélites han sido usados como plataformas para seguir boyas de deriva para que se determinen corrientes superficiales, y en algunas ocasiones se han usado imágenes de temperatura superficial o color para planear la navegación de una embarcación.

Las primeras observaciones de satélite de los océanos fueron realizadas visualmente y fotográficamente por los astronautas del programa Mercurio casi hace dos décadas. Sensores de satélite para los océanos han evolucionado de radiómetros infrarrojos en satélites meteorológicos, a el primer instrumento de microondas en el SKYLAB en 1973, y una gran cantidad de sensores de microondas en SEASAT, y finalmente aquellas que se encuentran volando hoy día en NIMBUS-7 y los GOES/NOAA.

A continuación se hace una descripción de sensores:

ALTIMETRO. Una señal en forma de haz de luz de un radar de microondas que mide la distancia entre la nave y La Tierra. Las mediciones dan la topografía y aspereza de la superficie del océano, de la cual se puede estimar la corriente geostrófica.

RASTREADOR DE COLOR. Un radiómetro que mide la intensidad de radiación emitida por la tierra o mar en las bandas del visible y cercano infrarrojo, en un barrido ancho por debajo de la nave. Las mediciones dan el color del océano, de la cual se pueden estimar concentraciones de clorofila y se pueden hacer también observaciones de sedimento en las aguas.

RADIOMETRO INFRARROJO. Mide la intensidad de la radiación emitida por el mar en la banda de infrarrojo. Las mediciones dan una idea de la temperatura superficial del océano.

RADAR DE APERTURA SINETICA. Un radar de microondas que electrónicamente sintetiza el equivalente a una antena lo suficientemente grande como para obtener una resolución espacial de 25 metros. Las mediciones dan una idea de parámetros como: ondas internas, lluvia, oleaje, fronteras de corrientes,

etc., que modulan la amplitud de olas cortas superficiales.

El problema más significativo al instalar estos sensores en el espacio, ha sido asociado con el manejo de datos: La cantidad total de datos y las razones asociadas con la adquisición son de algunos órdenes de magnitud más grandes que aquellos encontrados tradicionalmente en Oceanografía. Atención considerable debe darse al desarrollo y refinamiento de algoritmos (Young, 1981b), así como la dedicación de un sistema de computación en donde se puedan aplicar estos algoritmos a los datos de satélite.

Adquisición de datos y procesado de imágenes.

Dos de los principales satélites que proveen la información son el NIMBUS y la serie NOAA-"N". En la actualidad solo se están recibiendo datos de NOAA-7, NOAA-8 y NOAA-9, los cuales cuentan con un radiómetro de muy alta resolución (AVHRR), el NIMBUS aunque sigue mandando datos, estos son ya degradados porque la vida del satélite terminó ya, hace 3 años. El sensor con el que cuenta el NIMBUS es el CZCS (Coastal Zone Color Scanner), que ha servido para detectar clorofila A y B, y algunos sedimentos (Tabla IV. IV).

TABLA IV. IV. Características de los sensores en el satélite NIMBUS.

INSTRUMENTO	NAVE	OBSERVACION GEOFISICA	MEJOR ESTIMACION DE LA EXACTITUD DE MEDICION	OBSERVACIONES
ALTIMETRO	SEASAT	TOPOGRAFIA SUPERFICIAL	± 7 cm.	20-30 cm. DE EXACTITUD ABS.
RADAR DE APERTURA	SEASAT	OLAS SUPERF.	± 3 DE ONDA ± 2 EN LA DIRECC.	RANGO.
RASTREADOR DE COLOR	NIMBUS	CONCENTRACION DE CLOROFILA	± 30	POCO SEDIM. EN SUSPENSION. SIN NUBES
RADIOMETRO INFRAROJO (VARR)	NOAA-6	TEMPERATURA SUPERFICIAL	0.6°C	

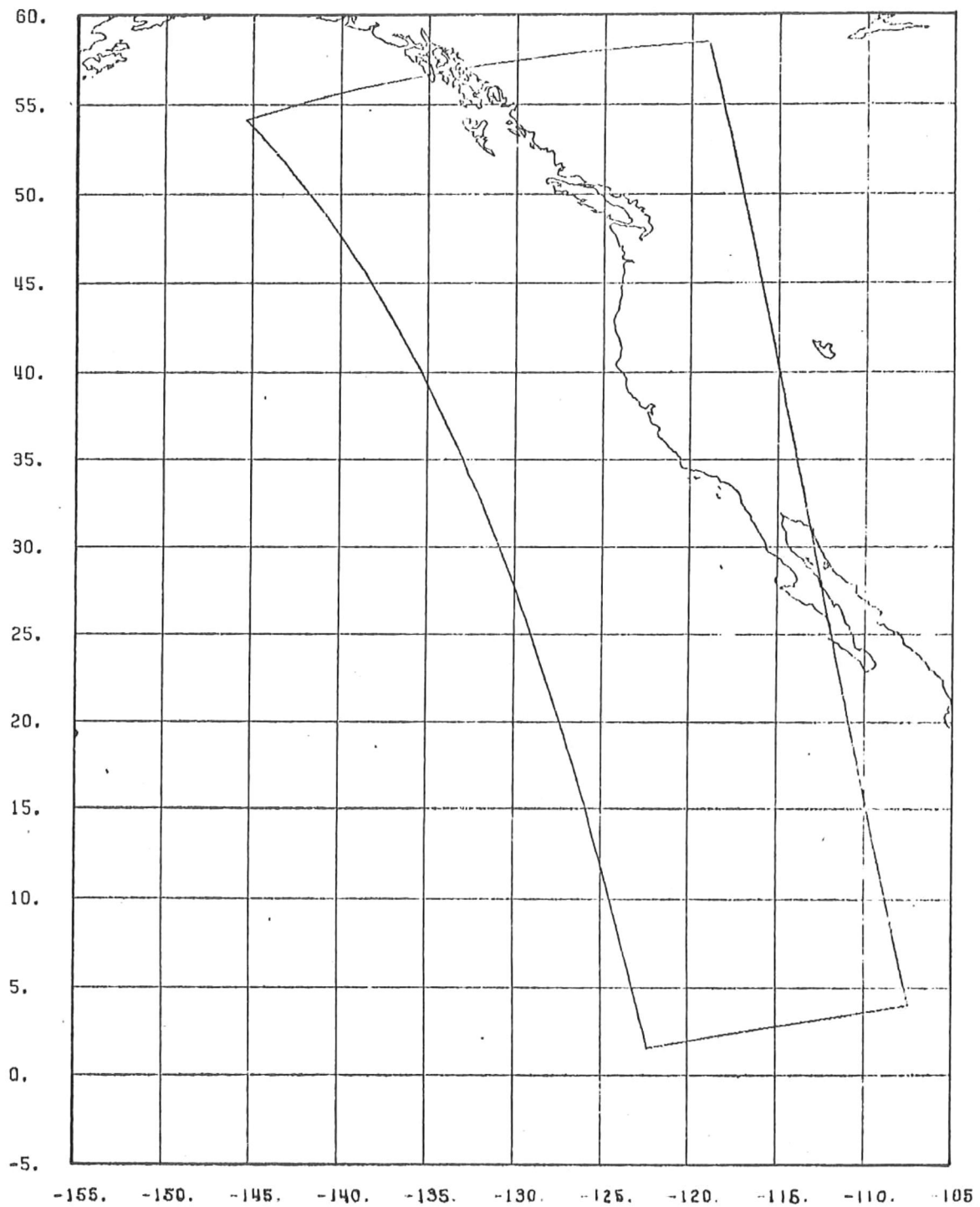


Figura 4.13. Cobertura del satélite NIMBUS.

Estos satélites (NIMBUS, NOAA) describen órbitas circunpolares cada 90 minutos alrededor de La Tierra, de tal forma que pasan por un punto de La Tierra dos veces cada 24 horas.

La estación de sensores remotos, localizada en la institución Scripps, está programada para recibir por lo menos un "pase" diario de el satélite NOAA-8. Esto se lleva a cabo mediante el rastreo de una antena parabólica que sigue al satélite a su paso sobre la estación.

Con ésto, se logran coberturas de la zona adyacente a la estación, como se muestra en la figura 4.13. La Tabla IV.V hace un listado de la efemérides del satélite, en ella se muestra la posición de éste en cada momento, lo cual permite hacer una localización de los puntos de tierra referidos por el satélite.

Como se puede ver en la figura 4.13, debido a que se está proyectando una esfera (La Tierra) a un plano (Mercator) existen distorciones, las cuales deben ser corregidas mediante programas de procesado (Young, 1981a). Algunas ocasiones se necesitará hacer análisis de varias imágenes ("pases") por lo cual se tendrá que uniformizarlas todas a una misma proyección y escala; a este proceso se le llama registro de imagen.

Una vez logrado esto, solo falta el proceso de realce de la imagen, que es mediante el cual se va a tomar el rango de temperatura del océano y se le van a asignar 256 tonos de gris, desde el blanco hasta el negro. De esta forma, se logran detallar las características más interesantes de los patrones de temperatura de la superficie del océano.

1 INTRODUCCION Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA
PROYECTO DE INVESTIGACION DE INSTRUMENTACION
OCEANOGRAFICA

1.1 INTRODUCCION

El aire, el agua y sedimentos sirven como vehículos de transporte en un medio ambiente marino costero y esto es solo un ejemplo de por qué el conocimiento de los procesos físicos es básico para el entendimiento de los fenómenos biológicos, así como de la viabilidad de los proyectos Acuícolas, Turísticos e Industriales.

Con el fin de poder predecir detalladamente procesos costeros para una localidad en particular, se requieren series de tiempo sobre parámetros básicos, esto es, las fuerzas que actúan sobre el medio ambiente y las repuestas de éste a aquellas.

La interpretación de tal información será auxiliada por un marco teórico para la predicción de las mareas, oleaje, corrientes, transporte litoral, así como los demás fenómenos relacionados a éstos, una vez que se hayan realizado modificaciones al contexto ambiental (predicciones que se llevan a cabo una vez completada la etapa de medición).

1.2 DESCRIPCION DEL AREA

Bahía Tortugas es un cuerpo costero ubicado en la costa Occidental de la Península de Baja California ($27^{\circ} 40'$ N, $114^{\circ} 55'$ W) (fig. 4.14). En la parte Norte de dicha Bahía, se localiza una pequeña comunidad pesquera para la cual se han propuesto diversas alternativas de desarrollo económico que van orientadas principalmente al incremento de la actividad Portuaria, Turística y Pesquera. Esta pequeña comunidad se encuentra enclavada en el centro de la zona mas productiva en la pesca de abulón de país, una del las mayores del mundo. (Com. pers. Alejandro Marcin., IPPN. Ensenada, B.C.)

1.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En discusiones anteriores se ha argumentado que ninguna de las alternativas por sí misma resolvería el aspecto económico original debido a lo siguiente:

a). - Que la Acuicultura no es lo suficientemente intensiva para crear el numero de empleos necesario aunque sí se realiza todo el año.

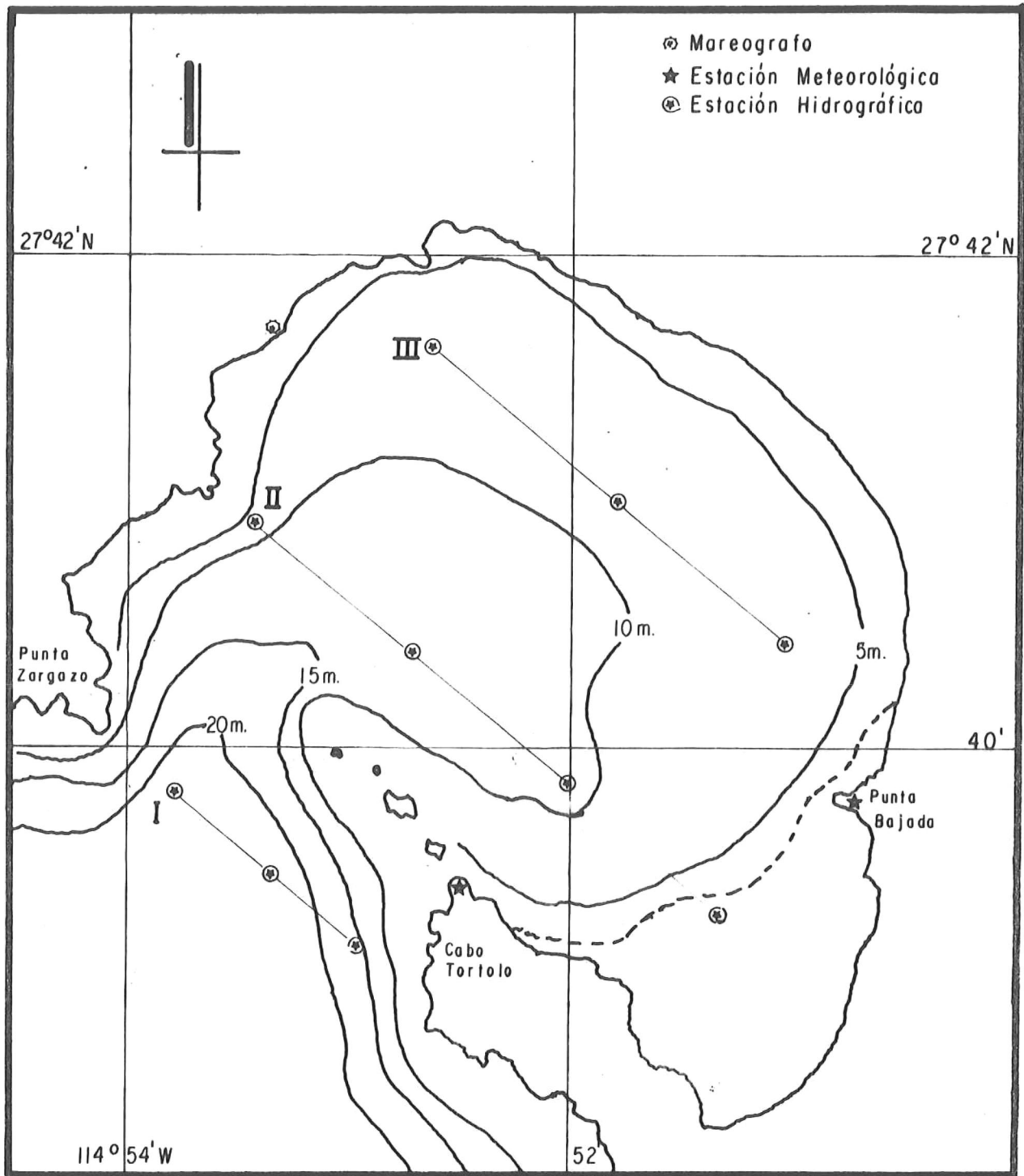


Figura 4.14. Area de estudio y red de estaciones en Bahía Tortuga, B. C. S.

b).- Que la ampliación de la planta industrial existente dedicada al proceso del abulón y la sardina sí podría ocupar un gran número de personal, aunque, la estacionalidad de la pesca en estas especies y su aparente declinación podrían ocasionar a largo plazo la sobrecapitalización y mayor desempleo al ya observado en esta comunidad.

c).- Los expertos en turismo determinaron que para hacer de este concepto una actividad económica importante para la comunidad, se requieren inversiones prohibitivas. Además que no absorbería la mano de obra ociosa y persistiría el problema de la estacionalidad del empleo.

Es por las razones anteriormente expuestas que, se propone el presente anteproyecto para llevar a cabo un estudio intensivo con la finalidad de analizar la factibilidad de desarrollo conjunto de los sectores mencionados.

En suma, mediciones detalladas y un desarrollo teórico se requieren para entender las interacciones físicas y biológicas, así como para permitir una extrapolación a futuro de los resultados obtenidos.

Para los fines arriba expuestos conviene conocer además la batimetría, composición geomorfológica y granulométrica de la costa, estructura dinámica de la columna de agua (corrientes y campos de densidad) y fenómenos meteorológicos relacionados.

El impacto de la actividad humana (asentamientos industriales, turísticos y pesqueros) sobre el medio ambiente juega un papel importante en la cadena de interacción de procesos y respuestas antes mencionado, aunque tal influencia sea difícil de evaluar. Por tanto, se propone su estudio a posteriori.

En secciones siguientes de este e trabajo se hace un desgloce de los parámetros a medir, el plan de estaciones de muestreo y la cronología propuesta.

PROSPECCION DEL AREA

Consideramos una fase inicial para el desarrollo del trabajo, una prospección del área, que nos ilustre las condiciones de la zona, como son: el tipo de costa, organismos presentes (flora y fauna) e infraestructuras

industrial, acuícola y turística existentes.

2 DETERMINACION DE FACTORES A MEDIR.

Estos factores son establecidos en base a las necesidades u objetivos del proyecto y el viaje de prospección correspondiente. Deberán enfocarse a conocer todos y cada uno de los factores necesarios para tener una descripción completa en las cuatro áreas de la oceanografía.

2.1 FACTORES FISICOS

2.1.1 Factores Meteorológicos.

Estos nos van a dar un aspecto general de las condiciones climatológicas de la zona. Además, muchos de los procesos oceanográficos como son transporte eólico (movimiento de arena por vientos), transporte de sedimentos, oleaje local, etc., dependen del comportamiento de estos factores.

Se pretende medir los siguientes:

1) Presión atmosférica.- Con el propósito de conocer el campo de presión.

2) Temperatura ambiental.- Muy importante desde el punto de vista técnico, industrial, y sobre todo, turístico.

3) Precipitación pluvial.- Aunque la zona se caracteriza por ser desértica, es importante el conocimiento del comportamiento estacional para poder estructurar un plan de temporadas turísticas, acuícolas, etc.

4) Rapidez y dirección del viento.- Como se mencionó anteriormente ese es probable que sea uno de los factores más importantes y que afecten en mayor grado a los procesos oceanográficos en general.

5) Radiación solar.- Relacionada directamente con el proceso de producción primaria.

2. 1. 2 OCEANOGRÁFICOS.

De los factores a medir, éstos son los más importantes para entender el cuadro hidrográfico de la zona. La precisión, continuidad, procesado, etc., deben ser cuidadosamente llevados a cabo, de lo contrario no podrán ser establecidas relaciones entre factores de una manera eficiente.

1) Corrientes.- Como se ve en la figura 4.14, la zona presenta una morfología tal, que las corrientes dentro de la Bahía son importantes, por lo tanto, se deben medir lo más precisamente posible.

2) Temperatura.- Esta es una de las variables esenciales en el estudio de cualquier proceso oceanográfico, ya que influye igualmente en sus 4 áreas.

3) Salinidad.- La mayoría de las especies marinas (flora y fauna) están sujetos a rangos de salinidad bastante específicos y estrechos. Por otra parte, las corrientes de densidad dependen directamente de la salinidad local.

4) Oleaje.- Quizá uno de los factores físicos costeros más importantes. La presencia y características del oleaje van a estar cambiando las condiciones de las playas y viceversa, entonces es importante conocerlo cualitativa y cuantitativamente.

5) Mareas.- La acuicultura, marinas y playas locales, entre otros, son los principales afectados por los cambios en el nivel del mar, un ejemplo sería la instalación de balsas de cultivo sin que éstas queden en seco durante una marea baja.

6) Turbidez.- La luz solar es primordial para la fotosíntesis, a su vez, ésta se degrada una vez que ha penetrado la superficie marina. La turbidez es determinante para esto.

2.2 FACTORES GEOLOGICOS.

El tipo de playa (rocosa, arenosa, etc.), el tipo de sustrato y la profundidad existente en todos los puntos de la Bahía, son necesarios para la planeación de marinas, muelles, fondeo de balsas de cultivo, etc. Los factores que

se van a medir para entender el aspecto geológico son:

1) Granulometría. Este factor va a ayudar a determinar las condiciones energéticas a todo lo largo de las playas de la Bahía. Se podrá con esto determinar lugares apropiados para la localización de muelles, balsas de cultivo, etc. así mismo puede ayudar a conocer la dirección del transporte de arena.

2) Batimetría. Las profundidades cercanas a la costa darán idea de los lugares más apropiados para instalaciones de cualquier índole, sean muelles marinas, zonas turísticas, etc.

3) Tipo de fondo. Existen varios tipos de fondo, como son: arenoso, fangoso, rocoso, etc. y conocer las características de este factor en la Bahía, servirán para planear desde el anclaje de balsas de cultivo hasta construcción de rompeolas o muelles.

2.3 FACTORES BIOQUIMICOS

En oceanografía, es fundamental el estudio de los factores biológicos y químicos, ya que estos controlan la cadena alimenticia, que es la base de la flora y fauna marinas. Su comprensión dará idea de las condiciones ecológicas de la zona, para lo cual se pretende medir:

1.- Oxígeno disuelto. Las cantidades de oxígeno disuelto en el agua de mar son básicas para la distribución de la vida y para una interpretación del significado de su concentración como factor limitante, es preciso tener en cuenta la energía requerida para que cada especie realice sus funciones metabólicas.

2.- pH. Este parámetro tiene una relación estrecha con el oxígeno disuelto. La influencia de este parámetro (asociado con temperaturas altas) sobre algunas especies se ejerce de modo indirecto afectando la separación o dilución de carbonatos de calcio, que forman el caparazón protector de multitud de organismos marinos.

3.- Nutrientes. La concentración de los nutrientes es uno de los factores limitantes en la productividad primaria (fitoplancton) por lo que indirectamente regula el crecimiento de los organismos en los siguientes niveles tróficos. La determinación de las sustancias nutritivas, indicará el potencial de alimento disponible para la

fotosíntesis.

4.- Plancton. Este, sin lugar a duda es el factor primordial para la existencia de casi la mayoría de las especies marinas. La densidad en diferentes localidades de la Bahía, identificarán zonas de alta o baja productividad, logrando con ésto, la identificación de zonas adecuadas para el cultivo y pesca, entre otras actividades.

3 MUESTREOS

3.1 ESPACIALES

Para llevar a cabo un muestreo sistemático de los parámetros a estudiar, se propone la división de la Bahía en tres transectos con una red de diez estaciones (fig. 4.14).

El Transecto I con tres estaciones, localizado entre Punta Sargazo y Cabo Tórtolo, el Transecto II con cuatro estaciones y en la parte central a lo largo del eje transversal de la Bahía y un Transecto III, con tres estaciones en la zona Noroeste de la Bahía, paralelo al anterior.

Para la medición de variables meteorológicas, como: temperatura ambiental, humedad relativa, presión atmosférica, dirección y velocidad del viento, precipitación pluvial, se propone la instalación de una torre meteorológica del tipo AANDERAA, en Cabo Tórtolo (fig. 4.14) y una segunda para registro continuo de viento en Punta Bajada.

En lo que respecta a variables fisicoquímicas como T ° C, S‰, Presión, Corrientes, O₂, pH, DBO, DQO, Plancton y Fitoplancton, se utilizará la red de muestreo propuesta anteriormente, auxiliándose de una serie de correntímetros ENDECO, sensores de presión autónomos y no autónomos, lances hidrográficos, redes de arrastre de diferentes tamaños de luz para muestreos de plancton y fitoplancton así como la realización de variaciones diurnas para la estimación de dichas variaciones durante las cuatro estaciones del año.

3.2 TEMPORALES

Para las variables hidrológicas que son compatibles en lo que respecta a intensidad y densidad de muestreo, se proponen mediciones conjuntas, tres días de cada mes durante un año.

En el Transecto I se colocarán arreglos de correntímetros ENDECO a 5 y 10 metros de profundidad para el registro de dirección y velocidad de corriente, sensores de presión en el fondo para el registro de altura y período de oleaje. En el Transecto II se colocarán únicamente arreglos de correntímetros a 5 metros y en el transecto III, se incluirán sensores de presión para tratar de inferir, con el ángulo de incidencia del oleaje, la dirección del transporte litoral.

Las mediciones de $T^{\circ}C$, $S\text{‰}$, O_2 , pH, DBO, DGO, fitoplancton, plancton, etc. se llevarán a cabo conforme lo propuesto anteriormente y en cada una de las estaciones de los tres transectos.

Como una herramienta auxiliar para determinar dispersión de contaminantes por efecto de circulación hacia dentro y fuera de la Bahía, se propone realizar inyecciones de trazadores (Rodamina) cada tres meses, una en la estación #2 del Transecto I y otra en la estación tres del Transecto II (la más cercana a Punta descanso).

Para evaluación de transporte litoral, se propone un análisis granulométrico por medio de una serie de estaciones distribuidas a cada 500 m., utilizando el muelle principal como punto inicial de referencia para los muestreos y tomando tres muestras de arena en cada estación, sobre la zona de swash, la cara de la berma y la cresta de la berma.

En lo referente a la altura del nivel del mar, se propone la instalación de un mareógrafo de registro continuo, en el muelle de la comunidad pesquera de Bahía Tortugas, con el fin de obtener registros que puedan dar una idea más acertada de los factores dinámicos de la Bahía, que estén relacionados con este fenómeno astronómico.

Se propone la intensidad de muestreo anterior, con la finalidad de obtener estadísticas sobre la variabilidad estacional de los parámetros y poder, en cierta medida, utilizar estos datos, como base para trabajos posteriores. En la Tabla IV.VI se muestra una cronología tentativa para

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
METEOROLOGICAS												
HIDROLOGICAS	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
GEOMORFOLOGICAS	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
QUIMICO-BIOLÓGICAS	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
DISPERSIÓN		█			█			█				█
VARIACION DIURNA		█			█			█				█

TABLA IV. VI. Cronología de muestreos propuesta para la obtención de datos.

los muestreos de los diferentes parámetros.

4. INFLUENCIA DE PARAMETROS FISICOS Y BIOQUIMICOS EN ACTIVIDADES ACUICOLAS, TURISTICAS E INDUSTRIALES.

Tradicionalmente los lugares costeros donde se encuentran situados desarrollos culturales, turísticos o industriales la gran mayoría han sido escogidos al azar y sólo una mínima parte han sido sujetos de estudio previo que permiten la selección adecuada de los lugares para este tipo de asentamientos.

Por esta razón se ha planteado realizar un análisis de los aspectos más sobresalientes (químicos, físicos y biológicos), que rigen en la Bahía Tortugas.

Contando con los resultados de este estudio se puede estimar la factibilidad de desarrollar algún proyecto de acuicultura, turismo e industria. En este análisis se pueden incluir los siguientes puntos:

- 4.1. - Patrón de circulación.
- 4.2. - Regimen de viento.
- 4.3. - Oleaje (estadística).
- 4.4. - Mareas (navegación).
- 4.5. - Aspectos químicos (pH, OD, ...).
- 4.6. - Biológico (taxonomía de especies, larvas, ...).

El conocimiento de estos factores es en extremo importante, ya que de ellos depende, por ejemplo: la dirección de movimiento de larvas de ostión o, mejillón por mencionar algunos. En el caso de seleccionar lugares para la pesca deportiva se requiere conocer, tanto las especies del lugar, como su migración y hábitos alimenticios. Para esto necesitamos conocer el patrón de circulación del cuerpo de agua mencionado, para poder delimitar las áreas óptimas para esta actividad.

Desde el punto de vista turístico, es del conocimiento general que en nuestro país, específicamente el estado de Baja California, gran parte de la economía está basada en la prestación de servicios turísticos donde es indispensable proporcionar al turista otro tipo de servicios como infraestructuras adecuadas.

Es requisito indispensable el poder ofrecer playas seguras y con escasa contaminación, para ello es relevante conocer la dispersión de contaminantes en caso de que exista alguna fuente contaminadora, esto aunado al patrón de circulación que se obtenga, nos determinará la localización adecuada de difusores de aguas residuales dentro o fuera de la Bahía.

Antes de concluir con el aspecto acuícola y turístico, conviene considerar algunos parámetros químicos y biológicos. La interacción de dos o más factores químico-biológicos puede que no tenga significancia alguna, o que uno no pueda presentarse sin que el otro deje de ser importante. Cuando se toman en cuenta todos los factores bioquímicos que se presentan en el mar, tenemos innumerables procesos que participan en el desarrollo y balance de un marco ecológico ambiental dentro de la Bahía y puede tener resultados negativos para una especie determinada. Un caso claro es el de la marea roja, la cual se presenta como un sobrecrecimiento de organismos planctónicos (diatomeas, dinoflagelados) que se dan en condiciones específicas (altas temperaturas), este fenómeno trae como consecuencia un desequilibrio en el medio ambiente, causando la muerte de algunas especies por asfixia.

La acuicultura entonces, es afectada por estos factores químicos y biológicos además de los físicos, si conocemos estos parámetros y como interactúan entre sí, podremos establecer un plan adecuado para implantar maricultivos, sin desequilibrar la ecología de la zona. Se encontraran áreas que en forma natural sean propicias para el cultivo de especies marinas. Algunos lugares estarán ya funcionando como tales, en este caso se verá la forma de que con el desarrollo que se plantea se vean afectadas mínimamente.

Por ultimo se verá el campo de la industria. Por lo general, enlatadoras o procesadoras de productos marinos. Usualmente debido a la falta de planeación cuando se escucha la palabra industrial y se refiere a la costa, no se puede evitar pensar negativamente.

Sin embargo, si conocemos la interacción de estos parámetros reinantes en la Bahía, se podría acertar en la conveniencia armoniosa de una industria localizada en la zona costera.

En este mismo caso referente al sector industrial, se establece una relación con los procesos litorales que también tienen mucho que ver con su desarrollo. La ubicación de sus instalaciones, zonas de descargas, tomas de agua, etc. Y en algunos casos obras de protección para muelles, marinas, espigones, etc., es bien conocido como se menciona en la introducción a este trabajo, que a la respuesta del medio ambiente a cambios artificiales del mismo, podría generar problemas a mediano plazo que afecten a otros sectores, por ejemplo, una tubería de descarga de contaminantes afectaría la economía del sector turístico, contaminando playas, o perjudicando los cultivos acuícolas del lugar.

La interfase mar, tierra y agua pueden presentar condiciones favorables o no, para el desarrollo de las áreas propuestas. Los procesos litorales con el entendimiento de estos factores (oleaje, corrientes, etc.) darón un cuadro preciso de las condiciones energéticas a lo largo de la Bahía.

Esto dictaminará la instalación de muelles habiendo tomado en cuenta la altura del oleaje y transporte litoral para una zona específica, que pudiesen afectar la navegación dentro de una rada. Por otro lado, conocer el comportamiento de oleaje en combinación de corrientes litorales a lo largo de la Bahía, determinarán aquellos lugares propicios para el desarrollo turístico como: natación, ski acuático, etc.

Estos anteriores sólo son algunos ejemplos de lo importante que es el estudio de los procesos litorales, y con esto poder determinar su influencia en cualquier proyecto o desarrollo de alguna región, en este caso el crecimiento de Bahía Tortugas.

Referencias

- Aanderaa, I.R. 1964. A recording and telemetering instrument. Fixed Buoy Project. NATO Subcommittee on Oceanographic Research Technical Report No. 16, Bergen, 46 pp., 20 figures.
- Baker, D.J., Jr., R.B. Wearn, Jr., y W. Hill. 1973. Pressure and temperature measurements at the bottom of the Sargasso Sea. Nature 245:25-26.
- Brown, N.L. y B.V. Hamon. 1961. An inductive salinometer. Deep-Sea Research 8:65-75.
- Brown, N.L. 1968. An in situ salinometer for use in the deep ocean. En ISA Marine Science Instrumentation 4 (Jarvarg 1968), p. 563.
- Brown, N.L. 1974. A precision CTD microprofiler. En Ocean 74 Record, 1974 IEEE Conference on Engineering in the Ocean Environment, IEEE Publication 74 CHO 873-0 DEC, Institute of Electrical and Electronics Engineers, New York, 2, pp. 270-278.

- Clarke, A. J. 1977. Observational and numerical evidence for wind-forced coastal trapped long waves. *Journal of Physical Oceanography* 7:231-247.
- Hamond, B. V., 1955. A temperature-salinity-depth recorder. *Journal du Conseil* 21:72-73.
- McCullough, J. R. 1975. Vector-averaging current meter speed calibration and recording technique. W. H. D. I. Technical Report 75-44, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts, 35 pp.
- Richardson, W. S., H. J. White y L. Nemeth. 1972. A technique for the direct measurement of ocean currents from aircraft. *Journal of Marine Research* 30:259-268.
- Savonius, S. J. 1931. The S-rotor and its applications. *Mechanical Engineering* 53:333-338.
- Snodgrass, J. M. 1968. Instrumentation and communications. *En Ocean Engineering: Goals, Environment, Technology*, J. F. Brahtz, ed., John Wiley and Sons, New York, pp. 393-477.

Weller, R.A. y R.E. Davis. 1980. A vector measuring current meter. Deep-Sea Research 404-406.

Young, T.L. 1981a. User's Manual for the Data Collection and Location System (DCS/DCLS). Scripps Remote Sensing Facility. SIO Reference No. 81-25. The Regents of University of California. Agosto.

Young, T.L. 1981b. Users Manual for Preliminary Satellite Image Processing: Extraction, Calibration and Location. Scripps Satellite Oceanography Facility. SIO Reference No. 81-36. University of California. Octubre.

CAPITULO V
SEMINARIOS DE
PROCESOS LITORALES

Tansporte de Sedimento en Suspensión y Evolución
del Perfil de Playa

por W.R. Dally y R.G. Dean

En los ultimos años, científicos e ingenieros han girado al modelaje en computadora para tratar de resolver el problema de predecir la respuesta de la playa y de la línea de costa, debido a fuerzas naturales y trabajos construídos.

Sin embargo, hasta la fecha, es relativamente poco el éxito que se ha alcanzado, y esto es debido a tratar de describir un problema demasiado complejo, en una forma simplísta.

En el presente trabajo, se pretende modelar la evolución del perfil de playa y a la vez, evaluar el transporte en suspensión, pero Cuándo un modelo se considera bueno?

Dally (1984) desarrolla una lista de criterios que un buen modelo de perfil de playa debe satisfacer. Estos criterios son:

1. Generar perfiles, tanto normales como de tormenta, dependiendo de las condiciones de oleaje y características del sedimento.

2. Predecir la forma propia de estos perfiles.
3. Predecir correctamente la razón de evolución del perfil.
4. Responder a cambios en el nivel del agua debido a mareas, tormentas o fluctuaciones de largos términos.
5. Aproximarse a un equilibrio si todos los parámetros relevantes se mantienen constantes.

Descripción General del Modelo

En muchos flujos, el transporte de carga de fondo puede ser significativa, y a menudo el mecanismo dominante, especialmente cuando el número de Reynolds es pequeño.

Las expresiones desarrolladas para describir el transporte de fondo bajo olas progresivas, requieren que el transporte neto sea siempre hacia la costa. Sin embargo, la formación de la barra en la zona de surf es predominantemente un resultado del transporte hacia afuera de la costa.

El perfil de equilibrio para arena (0.2 mm), generado por Saville en 1957, en un tanque de olas, demuestra esto claramente (fig. 5.1).

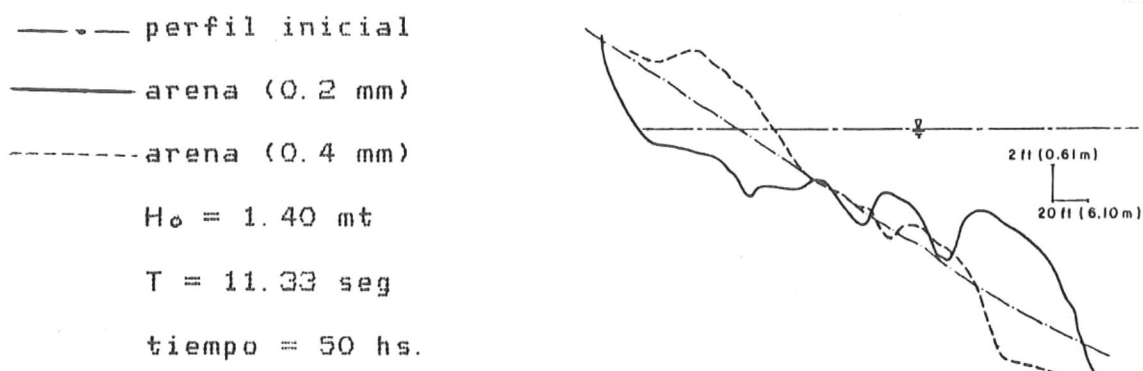


Figura 5.1. Comparación de perfiles de playa con diferentes sedimentos e idénticas condiciones de oleaje.

Liang y Wang (1973), demuestran experimentalmente que el transporte en suspensión fue un orden de magnitud mayor que el de fondo. Así, parece que el utilizar en un modelo, el transporte de fondo para describir la evolución del perfil de playa, en/y cerca de la zona de surf, será inapropiado.

Considérese una sección vertical de agua en la región cercana a la costa, donde el sedimento "entra" a la columna de agua, desde el fondo por influencia de olas.

El régimen de flujo que gobierna el transporte en suspensión, puede separarse en dos partes. La primera es la contribución debido a la velocidad orbital de las partículas del agua inducida por las olas, y la cual se asume que es descrita por la teoría lineal. La segunda contribución es

del flujo medio a segundo orden (fig. 5.2).

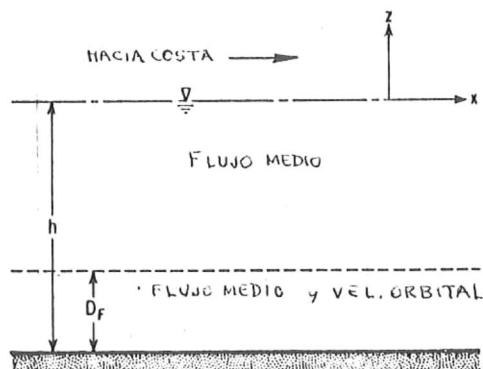


Figura 5.2. Esquematzación del regimen de flujo que gobierna el transporte en suspensión.

Se asume que:

1. El sedimento es uniforme en tamaño, forma y densidad.
2. La mayoría del sedimento que "entra" a la columna de agua, sucede cuando la cresta de la ola pasa.
3. Una vez que el grano aborda la columna de agua, se mueve a la misma velocidad horizontal del fluido circundante.

Si el sedimento tiene velocidad de caída ω , la distancia que caerá en un período de ola T , está dada por

$$D_F = \omega \cdot T$$

y la ecuación básica que gobierna el flujo promedio de sedimento en suspensión, que pasa por una sección en la región cercana a la costa, está dado por

$$Q_{ss} = \int_{-h}^0 \bar{u}(z) \cdot C(z) dz$$

donde $\bar{u}(z)$ = velocidad horizontal promedio

(dos contribuciones)

$C(z)$ = el perfil de concentración del sedimento

FORMULARIO

1. Velocidades.

$$\bar{u}_F(z_i) = \frac{H}{4\pi} \sqrt{\frac{g}{h}} \text{Sen } \frac{\sigma(h+z_i)}{\omega}$$

donde H = altura de la ola

σ = frecuencia de la ola

ω = velocidad de caída del sedimento

h = profundidad

g = aceleración de la gravedad; $\bar{u}_F(z_i)$ es la contribución a primer orden, en la región inferior, de la velocidad promedio orbital.

$$\bar{u}_S(z) = \frac{gh}{8C} \frac{\partial H^2}{\partial x} \left[-\frac{3}{8} \left(\frac{z}{h}\right)^2 - \frac{1}{2} \left(\frac{z}{h}\right) - \frac{1}{8} \right] + \bar{u}_B \left[\frac{3}{2} \left(\frac{z}{h}\right)^2 - \frac{1}{2} \right] - \frac{3}{2} \frac{Q}{h} \left[\left(\frac{z}{h}\right)^2 - 1 \right]$$

para $\bar{u}_B = \frac{u_0^2 K}{2\nu}$ y $u_0 = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{h}}$

donde ν = coeficientes de viscosidad cinemática, $\frac{\partial H^2}{\partial x}$ = componente del tensor de radiación en X , \bar{u}_B = velocidad del fluido en el fondo Q = flujo entre el fondo y el nivel medio del agua, K = número de onda, $\bar{u}_S(z)$ es la contribución a segundo orden, en la región superior debida al flujo medio.

$$\bar{u}_{S,\ell}(z_i) = \frac{1}{T\omega} \left\{ \frac{gh}{8} \frac{\partial H^2}{\partial x} \left[-\frac{1}{8} \left(\frac{z^3}{h^2}\right) - \frac{1}{4} \left(\frac{z^2}{h}\right) - \frac{z}{8} \right] + \bar{u}_B \left[\frac{1}{2} \left(\frac{z^3}{h^2}\right) - \frac{z}{2} \right] \right\}$$

donde $\bar{u}_{S,\ell}$ es la contribución a segundo orden en la región

inferior, debida al flujo medio

2. Perfil de Concentración.

Consideraciones:

- Diversos estudios sugieren forma exponencial
- Al parecer, dos cantidades determinan la cantidad de sedimento que entra a la columna de agua y son:
 - i) esfuerzo cortante de fondo inducido por el oleaje
 - ii) turbulencia inducida por el oleaje rompiente

Así, el perfil de concentración de sedimento $C(z)$, puede ser descrito por

$$C(z) = C_A \exp \left\{ \frac{-15W(z-Z_A)}{h \cdot \sqrt{\gamma/\rho}} \right\}$$

donde

C_A = concentración arbitraria a la elevación arbitraria Z .

$$\gamma \sqrt{\frac{\gamma}{\rho}} = \sqrt{\frac{\gamma_B}{\rho}} + \sqrt{\frac{\gamma_{BT}}{\rho}} = \left(\frac{f H^2 g}{16h} \right)^{1/2} + \left(\frac{-2h}{\rho H \sqrt{gh}} \frac{\partial EC_q}{\partial x} \right)^{1/2}$$

donde se incluyen los efectos de velocidad cortante de fondo y turbulencia inducida por rompiente

donde

f = coeficiente de arrastre

$\frac{\delta EC_g}{\delta x}$ = razón de disipación de energía debido a la rompiente

Sumando la tercera, cuarta y quinta ecuación, multiplicando por la ecuación sexta, y sustituyendo en la segunda, se obtiene el transporte total del sedimento en suspensión.

Debido a la complejidad de las ecuaciones, un modelo numérico de diferencias finitas, es utilizado para evaluar las expresiones desarrolladas anteriormente.

La información requerida para correr el programa consisten en: período de ola, altura de la ola en aguas profundas, la velocidad de caída del sedimento, coeficiente de fricción, perfil inicial y pendiente de la playa.

Al correr el modelo, resultó una anomalía en la línea de rompiente para Q_{ss} y $\frac{\delta H^2}{\delta x}$, introduciendo una función empírica que removiera la irregularidad, considerando que no se pueden presentar cambios tan bruscos en la realidad (fig. 5.3).

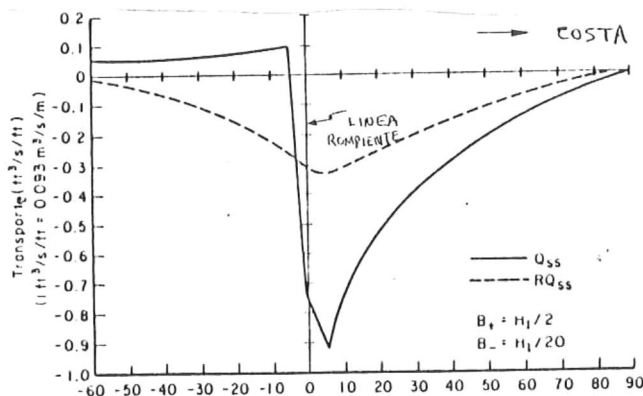


Figura 5.3. Anomalía en la rompiente (línea continua) y después de introducir una función empírica que remueve dicha discontinuidad (línea punteada).

Resultados

1. Dependencia del tipo de perfil sobre la ola y características del sedimento.

Se puede observar en las figuras 5.4b y 5.4c, que tienen la misma velocidad de caída y diferentes condiciones de oleaje; y en las figuras 5.4a y 5.4c, tienen el mismo oleaje actuando sobre sedimentos diferentes. Nótese que reduciendo la altura de la ola o incrementando la velocidad de caída del sedimento, se reduce la tendencia al crecimiento de la barra. Reduciendo la altura de la ola, se tiene menos energía disponible para la suspensión de arena y un sedimento más grande requiere más energía para suspenderlo.

$$H_o = 1.40 \text{ m}$$

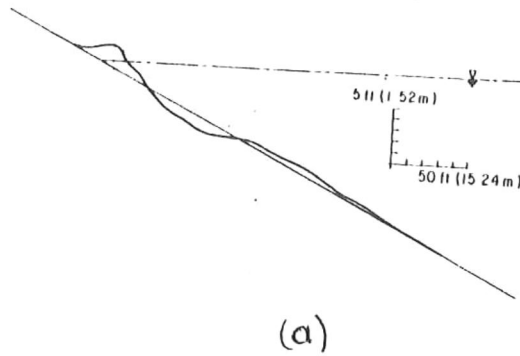
$$H_b = 2.10 \text{ m}$$

$$(H/h) = 1.3$$

$$W = 0.06 \text{ m/s (arena 0.2 mm)}$$

$$T = 11.33 \text{ seg}$$

25 iteraciones



$$H_o = 0.61 \text{ m}$$

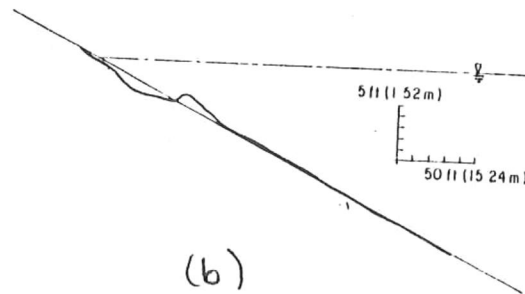
$$H_b = 1.04 \text{ m}$$

$$(H/h) = 1.3$$

$$W = 0.023 \text{ m/s (arena 0.2 mm)}$$

$$T = 11.33 \text{ seg}$$

25 iteraciones



$$H_o = 1.40 \text{ m}$$

$$H_b = 2.01 \text{ m}$$

$$(H/h) = 1.3$$

$$W = 0.023 \text{ m/s (arena 0.2 mm)}$$

$$T = 11.33 \text{ seg}$$

25 iteraciones

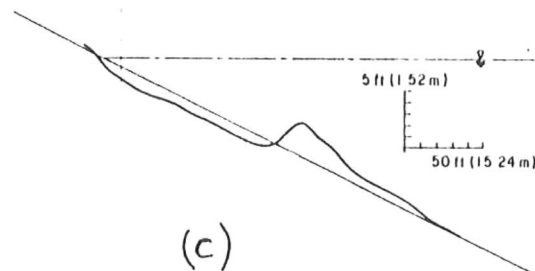


Figura 5.4. Resultados del modelo para diferentes condiciones de ola y de sedimento.

2. Formas generales de perfil.

Evaluando las formas generales, se observa que tanto el perfil normal como el de tormenta generado por el modelo (fig. 5.5), son consistentes con los observados en la realidad. Las barras del perfil de tormenta resultaron un poco asimétricas, pero en general se tiene una buena aproximación.

normal

$$H_0 = 1.40 \text{ m}$$

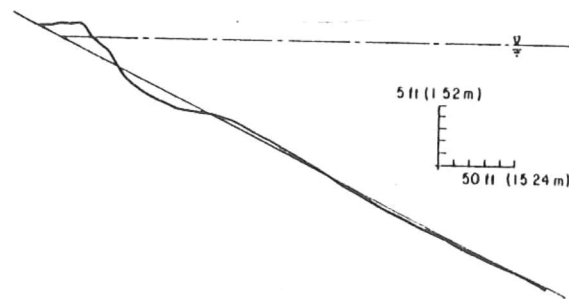
$$H_b = 2.01 \text{ m}$$

$$(H/h) = 1.3$$

$$\omega = 0.064 \text{ m/s (arena de 0.4 mm)}$$

$$T = 11.33 \text{ seg}$$

25 iteraciones



tormenta

$$H_0 = 1.40 \text{ m}$$

$$H_b = 2.01 \text{ m}$$

$$(H/h) = 1.3$$

$$\omega = 0.023 \text{ m/s (arena 0.2 mm)}$$

$$T = 11.33 \text{ seg}$$

100 iteraciones

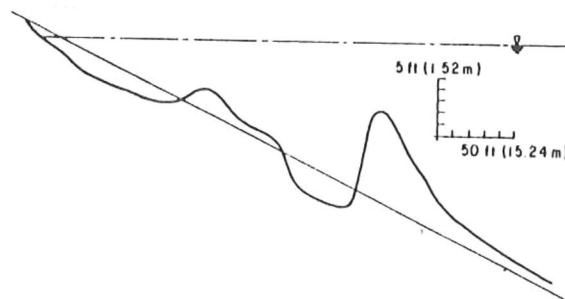


Figura 5.5. Formas generales de perfiles generados por el modelo.

3. Comparación de perfiles, generado en tanque (Saville, 1957) y el generado por el modelo.

En la fig. 5.6 se observa que en general, el perfil generado por Saville, en un tanque de laboratorio, y el generado por el modelo con las mismas condiciones de oleaje en general, sigue la misma forma, aunque en el perfil generado por el modelo se tienen barras más abruptas, quizás solo es debido al modelo impropio de los efectos de turbulencia.

$$H_o = 1.40 \text{ m}$$

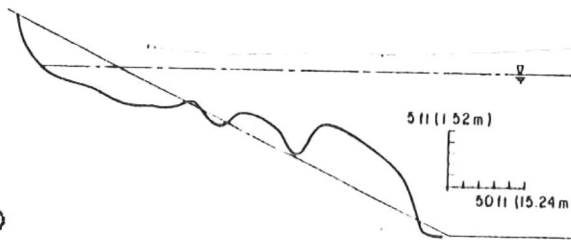
$$H_b = 1.83 - 2.13 \text{ m}$$

$$(H/h) = 1.2 - 1.4$$

$$\omega = 0.023 \text{ m/s (arena 0.2 mm)}$$

$$T = 11.33 \text{ seg}$$

50 horas



$$H_o = 1.40 \text{ m}$$

$$H_b = 2.01 \text{ m}$$

$$(H/h) = 1.3$$

$$\omega = 0.023 \text{ m/s (arena 0.2 mm)}$$

$$T = 11.33 \text{ seg}$$

100 iteraciones

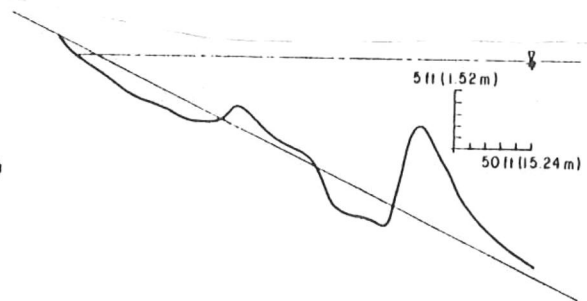


Figura 5.6. Comparación de perfiles; generado en tanque (Saville, 1957) y el generado por el modelo.

4. Razón de evolución del perfil.

Los parámetros que gobiernan la razón a la cual el perfil evoluciona, son la altura y el periodo de la ola, el cambio espacial en altura y las características del sedimento.

La escala de tiempo relativa entre erosión y recubierto parecen ser al menos cualitativamente, correctas en el modelo (fig. 5.7).

--- $H_o = 1.40 \text{ m}$

$(H/h)_o = 1.3$

$\omega = 0.023 \text{ m/s}$ (arena 0.2 mm)

$T = 11.33 \text{ seg}$

25 iteraciones

— $H_o = 0.76 \text{ m}$

$(H/h)_o = 0.78$

175 iteraciones

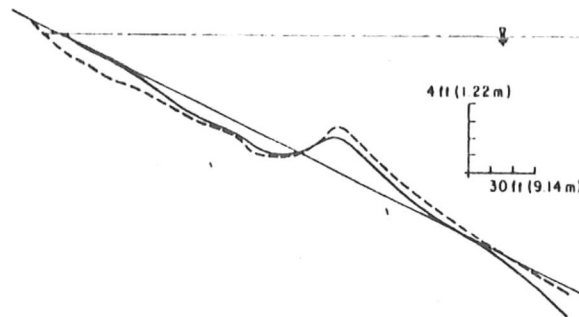


Figura 5.7. Perfiles generados por el modelo, describiendo los procesos de erosión y recubierto.

5. Respuesta a cambios en el nivel del agua.

Cambios en el nivel del agua son introducidos fácilmente en el modelo de transporte. Mareas diurnas se incluyen calculando la desviación del nivel del agua en cada iteración.

Las tormentas se introducen también incrementando el nivel medio del agua a la altura, subitamente.

En ambos casos, la respuesta de perfil generado por el modelo fué acorde con lo esperado.

6. Consideraciones de equilibrio.

El unico criterio de los antes expuestos, que no satisface el modelo es aproximarse a un equilibrio si los parámetros relevantes se mantienen constantes.

El perfil tiende a evolucionar lentamente con el tiempo. Esto puede deberse a que los factores que controlan la forma y magnitud del perfil de concentración no son bien comprendidos.

En conclusión, considerando las dos contribuciones de la velocidad y el perfil de concentración, es posible determinar la razón de transporte del sedimento suspendido.

No obstante los resultados no son cuantitativamente exactos, cualitativamente concuerda con los experimentos hechos en laboratorio y con los observados en la naturaleza.

De los aspectos que se considera que requieran de más investigación son: el perfil de concentración y el modelaje del momentum lateral del fluido.

Bibliografía

Dally, W.R. y R.G. Dean. 1984. Suspended sediment transport and beach profile evolution. Jour. of Waterway Port and Ocean Eng. Vol CX. No. 1 pp:15-33.

Modelos para la Evolución de la Línea de Costa

por R. G. Dean y E. M. Maurmeyer

Cuando las fuerzas que afectan el equilibrio en la zona de la costa cambian, el perfil de playa responde tendiendo a restablecer el equilibrio. Las fuerzas que operan a escalas de corto o largo tiempo incluyen: nivel medio del mar, características del oleaje, transporte de sedimento a lo largo de la costa y en algunos de los casos la interacción humana.

Para predecir la futura posición de la línea de costa e interpretar su historia, se han desarrollado algunos modelos sencillos que en general incluyen: Elementos Cinemáticos. En forma conceptual o exacta que expresa la conservación del sedimento; Elementos dinámicos. En forma empírica relacionando la forma de la playa y las fuerzas que afectan.

Una de las expresiones más usadas para la conservación del sedimento es la que relaciona los cambios de volumen de arena del perfil con las componentes de transporte de sedimento (Q_{sx}, Q_{sy}), como se demuestra en la figura 5.8.

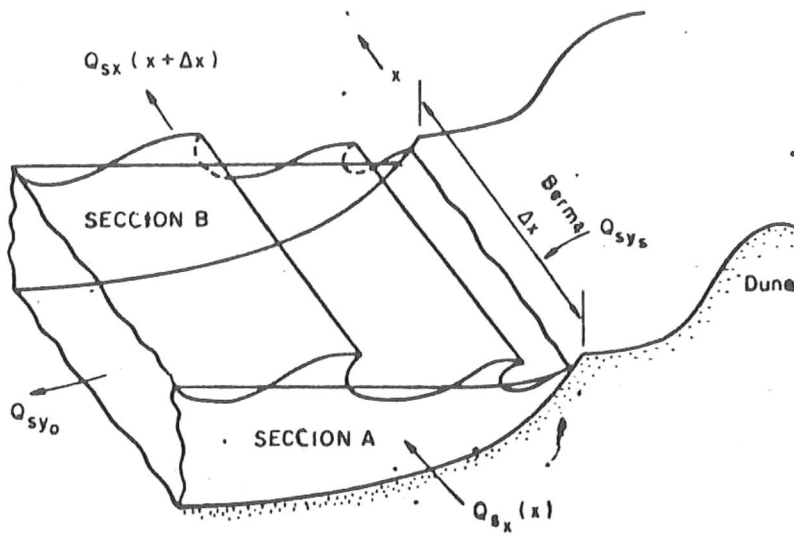


Figura 5.8. Cambios de volumen en función de los gradientes de transporte.

Los componentes de transporte pueden ser debidos a cualquier causa (vientos, adición de sedimento al sistema, etc.) si se considera que el perfil solo es trasladado hacia la tierra o hacia el mar sin cambio de forma a una profundidad h , la conservación del sedimento estará dada por

$$\Delta V = \Delta Y (B + h)$$

ya que el perfil conserva la forma se tiene que $Q_{sys} = Q_{sy0} = 0$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = - \left(\frac{\partial Q_{sx}}{\partial x} \right)$$

obteniendose de las dos ecuaciones, donde B es la altura de la Berma.

$$\frac{\partial Y}{\partial t} = - \frac{1}{(B+h)} \left(\frac{\partial Q_{sx}}{\partial x} \right)$$

Algunos modelos sencillos asumen un perfil de equilibrio que permanece con el nivel del mar y consideran los cambios que ocurren en las fuerzas que actúan, como en

el caso de una tormenta donde el nivel medio del mar, sería elevado por un corto tiempo.

Brunn (1962) considera el retroceso de la línea de la costa R , que ocurre debido a un incremento en el nivel del mar S , asumiendo que el perfil permanece relativamente igual con el actual nivel del mar, hasta una profundidad del perfil activo h , y que el transporte de sedimento a lo largo de la costa no es importante, $\frac{\partial Q_{sx}}{\partial x}$, y el volumen de arena $\Delta V+$, producido por este retroceso está dado por la ecuación

$$\Delta V+ = (B+h)R$$

y el volumen requerido $\Delta V-$, para elevar el ancho activo del perfil L , una distancia vertical s , como se muestra en la figura 5.9, es

$$\Delta V- = LS$$

de las ecuaciones anteriores se obtiene

$$R = \frac{L}{(B+h)} S \quad \text{o} \quad R = \frac{1}{\tan \theta} S$$

donde θ es la pendiente promedio de la playa sobre el ancho activo de ésta L .

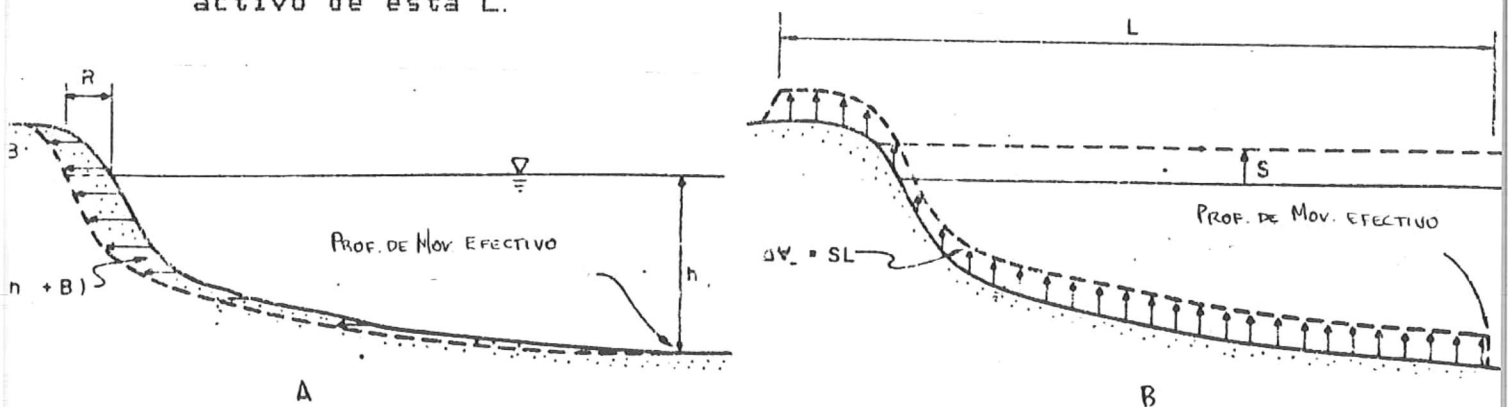


Figura 5.9. A) Volumen de arena generado por un retroceso horizontal, R , sobre una distancia vertical $(h+B)$. B) Volumen de arena requerido para mantener el perfil de equilibrio de ancho activo, L , debido a una elevación, S , del nivel medio del mar.

Esta última ecuación indica que el retroceso horizontal R , es proporcional al cambio del nivel del mar S , y que las playas con pendiente moderada son más rápidamente retractadas a una determinada elevación del nivel del mar que las playas con pendiente alta.

Edelman (1970) asume que la cara de la duna es vertical con la altura relativa al nivel del mar de la tormenta h_D , y que el cambio del perfil se mantiene con la elevación del nivel del agua de la tormenta (fig. 5.10).

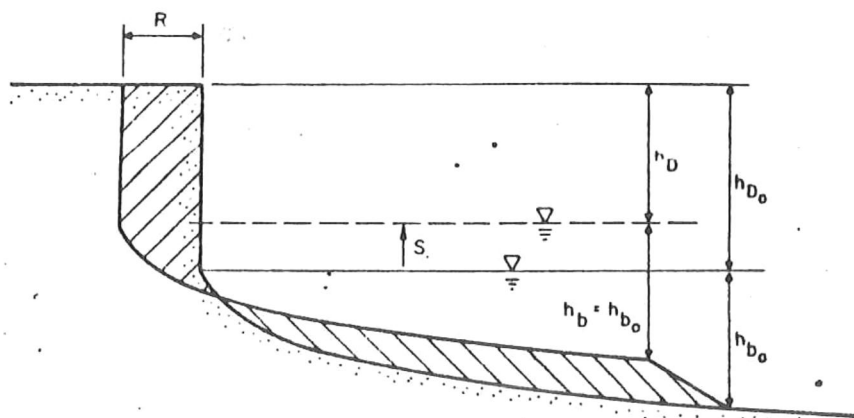


Figura 5.10. Características del modelo de Edelman.

La altura de la duna y la profundidad de rompiente son respectivamente h y h_b . A un tiempo después de la elevación del agua de magnitud s , la altura de la duna y la profundidad de rompiente serán h_{D_0} y h_{b_0} . Considerando el traslado del perfil de equilibrio hacia arriba y hacia la tierra con la elevación del nivel del mar y denotando las razones de cambios (velocidades) horizontales y verticales

como u y v respectivamente, la conservación de arena es

$$U(h_D + h_b) = VL$$

denotando que la velocidad con la que el perfil se mueve hacia arriba es igual a la razón de la elevación del nivel del mar

$$V = \frac{ds}{dt}$$

y por definición

$$U = \frac{dR}{dt}$$

las condiciones del oleaje se asumen constantes con el tiempo ($h_b = h_{b0}$) y de la figura 5.10, se muestra que

$$h_D + h_b = h_{D0} + h_{b0} + (h_D - h_{D0}) = h_{D0} + h_{b0} - S$$

combinando las ecuaciones anteriores:

$$dR = L \frac{ds}{(h_{D0} + h_{b0} - S)}$$

la cual puede ser integrada desde $s=0$ a $s=s$ obteniendo

$$R = L \ln \left(\frac{h_{b0} + h_{D0}}{h_{D0} + h_{b0} - S} \right)$$

Brunn (1954) y posteriormente Dean (1975), habiendo investigado en perfiles naturales encontraron una buena aproximación de forma aceptable:

$$h(x) = AX^m$$

en la cual A es un factor de escala que depende de las características del sedimento y m es un factor de la forma de la playa, encontrándole un valor de $2/3$, claro esta es una idealización que representa a un perfil monotónico donde los efectos de las barras no pueden ser representados. Dean (1975) muestra que la recesión adimensional R , puede ser

representada por un desarrollo en forma implícita

$$R' = S' - \frac{3}{5} h'_{b2} \left[1 - (1 - R')^{5/3} \right]$$

la cual se muestra en la figura 5.11 con la definición de los demás términos adimensionales.

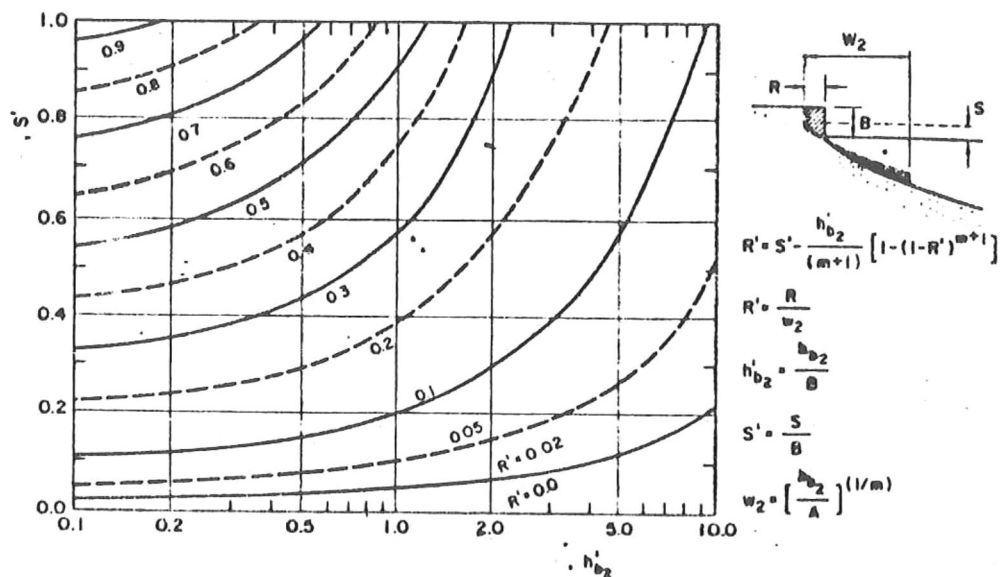


Figura 5.11. Isolíneas de la recesión adimensional de la berma, R' , vs profundidad de la rompiente de la tormenta, h'_{b2} , y elevación de la tormenta adimensional, S' , m 2/3.

Examinando los cambios del perfil que resultan de la elevación del nivel del mar S , en este caso con la presencia de una pared para el balance volumétrico hacia el mar desde la pared, los resultados son presentados en una gráfica adimensional (fig. 5.12), en la cual Δh_w representa un incremento adimensional en la profundidad del agua a la base de la pared, con la profundidad de la pared para la elevación del nivel del mar

$$h_w = h_{w0} + S + \Delta h_w$$

el perfil puede ser calculado por la ecuación

$$h(x) = A X^{2/3}$$

reconociendo su origen X_w , donde

$$X_w = \left(\frac{hw}{A} \right)^{3/2}$$

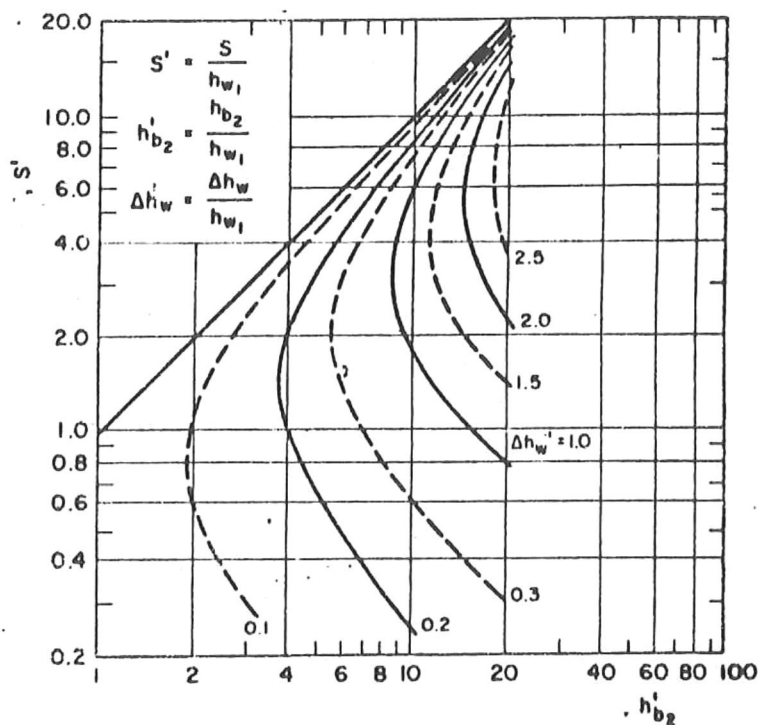
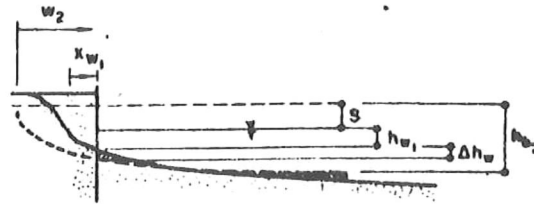


Figura 5.12. Isolíneas del incremento de la pared adimensional, h' , vs elevación adimensional, S' , y profundidad de rompiente adimensional, $h'b$.

Considerando el caso de una playa rellena con una pendiente s y posteriormente el oleaje acomoda éste material

como un perfil de la forma de la figura 5.13. Entonces la recesión de la línea de costa R , para un nivel original del agua será:

$$R = \frac{W}{2} - \frac{3}{5} \frac{h_b}{S}$$

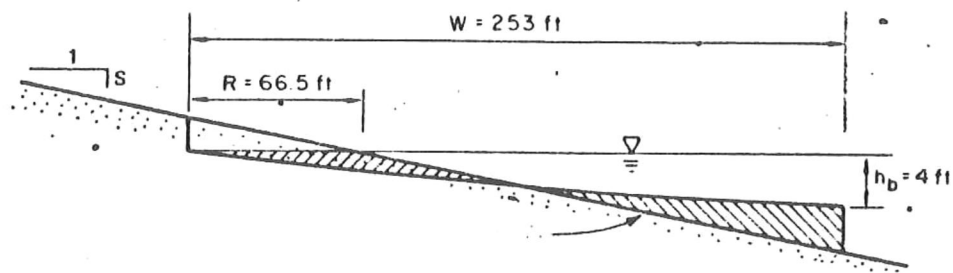


Figura 5.13. Evolución de un perfil de playa de la forma $h = AX^{2/3}$ para este ejemplo $h_b = 4$ pies, $S = 1:25$, $R = 66.5$ pies, $W = 253$ pies.

Dean y Maurmeyer (1982) generalizando la Regla de Brunn para el caso de una migración hacia tierra y hacia arriba para un sistema de barra-laguna (fig. 5.14) se obtendría

$$R = \frac{S(L_o + W + L_L)}{(B_o + h_{b_o}) - (B_L - h_{b_L})}$$

en la cual L_o y L_L representan el ancho activo de la zona cercana a la costa para el lado del oceano y el lado de la laguna respectivamente, y h_{b_o} , h_{b_L} están asociados a la profundidad de rompiente, B_o y B_L a la altura de la berma para el lado del oceano y laguna respectivamente. W es el ancho de la barra que se considera que permanece constante en el tiempo pero se incrementa verticalmente a una misma razón que la elevación en el nivel del mar. Es notorio que esta ecuación si se aplica a un lugar que no sea un sistema de barra-laguna ($W, L_L, B_L, h_{b_L} = 0$) la ecuación se reduce a la

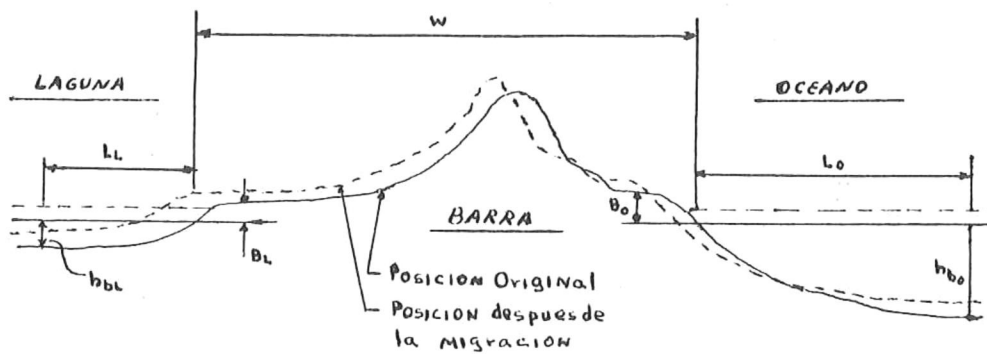


Figura 5.14. Generalización del modelo de evolución de la línea de costa en respuesta a la elevación del nivel del mar, aplicable a un sistema de barra-laguna.

La interpretación de la última ecuación es que la arena adherida del lado del océano es la que mantiene la posición vertical de la barra con respecto a la elevación del nivel del mar, y la arena adherida del lado de la laguna es la que mantiene el ancho de la barra.

Existen ciertos elementos conceptuales usados en los modelos los cuales no proveen de seguridad para la representación de los procesos naturales.

- Condiciones de rompiente. La más usual es la profundidad del agua a la que rompe el oleaje, y que ésta es proporcional a la altura del oleaje.

$$H_b = K h_b$$

donde K toma aproximadamente el valor de 0.8, en realidad esta profundidad también se ve afectada por la pendiente de la playa, la altura y longitud del oleaje por lo cual esta condición no es muy efectiva para representar las condiciones del oleaje de la naturaleza.

- Profundidad de movimiento efectivo. En los modelos se requiere definir un límite en el cual ya no existen cambios, algunos consideran esta profundidad igual a la profundidad de rompiente. En realidad, la profundidad de movimiento efectivo depende de la escala temporal que sea del interés de estudio (Shore Protection Manual, 1977) para un año, 5 años y 20 años sería 15, 20 y 25 pies respectivamente.

- Constancia del perfil. Hay dos características que difieren de este concepto, la primera es que el perfil de equilibrio para un tipo de sedimento en particular depende de las condiciones del oleaje y los cambios relativos de la pendiente (pendiente promedio, ya sea escarpada en la parte superior o suave en la parte inferior).

- Tiempo de respuesta. Algunos modelos consideran que el perfil responde de manera instantánea a los cambios de

las condiciones y en muchos casos esto es muy limitado. En realidad, el perfil responde a una escala en tiempo mucho mayor que la escala temporal de los factores hidrológicos que la afectan, por ejemplo, para tormentas como huracanes son de un orden de horas, mientras que la respuesta del perfil de la playa es de un orden de magnitud mayor. Kriebel (1982) encontró que en modelos numéricos para estos casos, sólo se alcanzó una fracción (del orden del 25%) de la erosión potencial. Diversos autores como Bruun, Schwartz, Dubois y Rosen, comparando el modelo de Bruun con datos de laboratorio y de campo, encontraron que puede ser que este modelo solo presenta validez cualitativa de uso general, ya que en sus estudios para casos de laboratorio presentaban bajo predicciones del 50% y para casos de datos de campo hasta un 60%.

Dean y Maurmeyer, evaluando el modelo generalizado para 6 sistemas de barra-laguna en las costas de New Jersey y North Carolina, dando un límite de profundidad de 10 m para el océano y 2 m para la laguna, las demás variables fueron determinadas según el área, encontrando en promedio de predicción con un error del 3%. Dean y Maurmeyer, dan a la regla de Bruun una validez cualitativa para casos que no sean de sistema barra-laguna para estos casos mejor aproximación con su modelo, sugieren que es preciso la creación de otros modelos en términos temporales largos, e

incorporar efectos de sedimento erosionado con gradientes de transporte a lo largo de la costa y mayores medidas de laboratorio y campo para eventos de tormentas en términos temporales cortos y largos.

Bibliografía

Dean, R. G. y E. M. Mauremeyer. 1982. Models for Beach Profile Response. CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion. Cap VII. pp:150-165.

Constantes Hidráulicas en Bocas de Marea

por H.P. O'Brien y R.R. Clark (1974)

Resumen.

Datos obtenidos en tablas de marea, tablas de corrientes y cartas de navegación pertenecientes a bocas de marea a lo largo de la costa de los EEUU son analizados para obtener coeficientes de flujo definidos por una simple ecuación hidráulica.

La evaluación de los datos obtenidos indica que estos son lo suficientemente precisos a pesar de algunas anomalías no explicadas, para permitir una determinación aproximada de coeficientes de descarga y para identificar categorías de regímenes de flujo en las bocas.

Introducción.

El flujo a través de bocas de marea, ha sido analizado anteriormente por Chapman (1973), Brown (1928), Keulegan (1967), Dean (1971) y otros; y las suposiciones hechas generalmente en este análisis son:

- a) Que la superficie de la laguna permanece horizontal durante un ciclo de marea.
- b) Que el nivel medio del mar es igual al nivel medio de la laguna.
- c) Que el área de flujo del canal entre el océano y la laguna, y el área superficial de la laguna, son constantes.
- d) La aceleración de la masa de agua en el canal es despreciable.

Todos los métodos utilizados en la evaluación de las bocas de marea hacen suposiciones considerando la geometría de las entradas y su régimen de flujo relacionado, lo cual parte sustancialmente de las condiciones de flujo.

Una gran cantidad de datos condensados de mareas, corrientes y de la geometría de las bocas de marea, están contenidos y disponibles en tablas y cartas de navegación.

Un objetivo de este trabajo es descubrir qué tanta información hidráulica puede obtenerse en estas fuentes ya publicadas.

La figura 5.15 muestra la curva de marea en el océano y en una laguna, conforme a la definición de Brown (1928), en la que ambas curvas son senoidales alrededor del mismo nivel medio de marea.

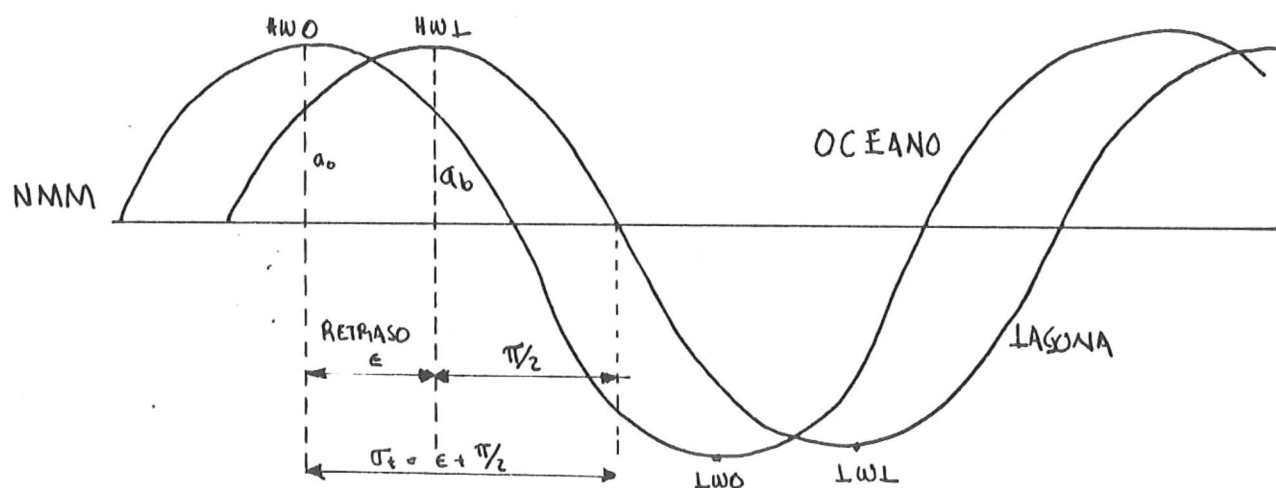


Figura 5.15. Curvas senoidales de marea en el océano y en una laguna

Relaciones notables entre dos curvas son observadas y se llega a una clasificación para diferentes entradas:

a) Las que tienen un flujo hidráulico simple.

b) Entradas con rangos de marea anormales. Existen lagunas en las que su rango de marea es mayor al del océano, la causa de esto no se ha determinado pero asomeramiento de los canales y resonancia son las posibles causas. Esto tiene por conclusión, que la razón de rangos no siempre es un indicador confiable de las condiciones de flujo en la entrada.

c) Area de lagunas muy grande: Si la razón de área superficial y área de flujo (A/A_0) es muy grande, el retraso de aguas tranquilas puede aproximarse a 90° y el rango de la marea puede aproximarse a cero.

d) Flujo a través de la entrada como onda de aguas someras.

El rango de marea dentro de la laguna decrece conforme el retraso de aguas tranquilas se incrementa después que el nivel máximo aumenta a 90°.

Recíprocamente, si la propagación de la marea a través de una entrada tiene propiedades de onda de aguas

someras. El retraso de las aguas tranquilas debe ser aproximadamente 90 y el rango no debe reducirse al pasar a través de la boca.

Bibliografía

O'Brien, M. P. y R. R. Clark 1974. Hydraulic Constants in Tidal Inlets. CERC. Vol III, pp: 1-10.

Proporción del Movimiento del Sedimento
usando un Trazador Fluorescente

Un diseño racional de protección de la costa requiere trabajos de un conocimiento del comportamiento de la playa bajo condiciones naturales. La estimación de la proporción del transporte litoral es preliminarmente necesaria para el análisis de las causas de la erosión de playa, y la evaluación de las medidas del efecto del remedio proyectado.

Este estudio presenta un método para estimar la proporción del transporte litoral a lo largo de playas de arena. El método derivado está basado en el uso de trazadores fluorescentes y observando la concentración del trazador extendido en los diferentes perfiles a lo largo de la zona de estudio como función del sitio y del tiempo del muestreo. El paso siguiente en la estimación de la proporción del transporte litoral es usando una fórmula derivada.

El movimiento de la arena a lo largo de las playas es un hecho conocido, el cual es causado primeramente por la acción de un sistema de corrientes litorales generadas en la zona de swash y por el rompimiento de las olas sobre un ángulo a la costa.

Estudios de esta clase requieren no solamente de la observación del movimiento de la arena sino también registros simultáneos de olas, corrientes y varios parámetros contribuyentes al movimiento del sedimento.

1. Aplicación del método derivado para el estudio de la deriva litoral a lo largo de la playa de Ras-El-Bar (Egipto).

1.1. La playa consiste de arena fina, 0.12 mm de tamaño promedio de grano y 1.2 de coeficiente de sorteo.

1.2. El ataque de la ola (dirección) en el area de estudio es de oeste NW NNW.

1.3. El trazador fluorescente usado en la arena es Rhodamina B.

1.4. Ecuación que calcula la proporción promedio del transporte litoral.

$$Q = \frac{S_x}{\int_0^L \int_0^r c \, dy \, d\mathcal{R}}$$

2. Localización del area de estudio y punto de inyeccion.

La localización del area de estudio y punto de inyeccion en general, es escogida por algunos problemas específicos de sedimentos locales. La inyección fué hecha sobre un punto a 3.25 km al oeste del Jetty donde la línea de costa es recta y la disturbancia de la ola es la menor comparada con las otras partes de la línea de costa.

3. Inyección y muestreo.

El punto de inyección fué escogido sobre una distancia de 20 m desde la línea de costa. Esto se decidió por el uso de una sola inyección sobre un punto en lugar de varias a lo largo de una línea para eliminar perdidas posibles del trazador hacia aguas profundas. Una cantidad total de 1050 kg de trazado fué inyectado sobre una razón de 50 kg/2 días.

Un período de muestreo de 2 días fué escogido y empezando el muestreo desde el primer arribo del trazador hacia el area de muestreo y continuamente hasta que todas las partículas fluorescentes desaparecieran del area de estudio.

Se tomaron muestras de arena para análisis de más arriba de 2 cm, cada muestra fué puesta dentro de una bolsa de nylon y fué identificada para su localización y datos de muestreo y fueron enviados al laboratorio para su análisis de concentración.

4. Métodos de conteo y concentración de partículas fluorescentes.

Una caja oscura diseñada especialmente con dos lamparas ultravioleta fué usada par medir la concentracion del trazador en cada muestra de la siguiente manera:

a) Cada muestra fue expandida hacia una capa de un espesor menor de un cm sobre una placa de 100 cm de superficie de area.

b) El numero de partículas trazadoras visibles sobre la superficie de cada ejemplo fué contado y convertido dentro de la concentración.

5. Observación de corrientes litorales.

La dirección e intensidad de la corriente litoral fueron observadas sobre 10 sitios diferentes a lo largo del area de estudio y se obtuvo la dirección hacia el NE con un 80% de probabilidad del movimiento hacia esa dirección.

6. Resultados experimentales y análisis de datos.

6.1. Dirección de la deriva litoral es de SW a NE.

6.2. La deriva litoral la cual se mueve en la playa. A lo largo de ésta gira alrededor del Jetty por la difracción de la ola y el producto es hacia el lado Este de la salida donde ésta es depositada parcialmente dentro de lo permitido y parcialmente movido hacia la dirección NE hacia Port Said.

6.3. Velocidad del avance de la deriva litoral (Partículas Pioneras).

6.3.1. La velocidad aumenta con un movimiento desde el punto de inyección hacia el Jetty.

6.3.2. Para los 2 km al Oeste del Jetty y donde la erosión conducida es gruesa, el movimiento de la deriva litoral sobre una velocidad cerca de 145 mt/día.

6.4. Zona efectiva del movimiento litoral.

Aquí en este estudio fué llevada dentro de 50 m a lo ancho de la zona de rompientes, ya que como es sabido, en esta zona es bastante grueso el movimiento de sedimentos a lo largo de la playa.

7. Cálculo de la razón de la deriva litoral usando la ecuación (Tabla V. I).

Se utilizaron 5 secciones de muestreo hacia el lado Este del punto de inyección donde se considera para los cálculos particularmente sobre 100, 200, 300, 400, 500 m desde el punto de inyección.

donde S_x = Cantidad total del trazador inyectado igual a 1.05 tons.

T = Tiempo en días, entre el primer arribo del trazador hacia cualquier sección muestreada y a su completa desaparición cerca de 105 días en

este estudio.

C = Concentración del trazador sobre cualquier punto de distancia y desde la línea de costa.

L = Longitud efectiva de la línea de muestreo a lo largo del cual el trazador es dispersado.

dy = Longitud de un elemento típico de cualquier línea muestreada.

TABLA V. I Cálculos de la razón de la deriva litoral.

Distancia desde la Inyección (m)	$\int_0^L \int_0^T C dy dt$ (m·dia)	Q (ton·m·dia)	Q (M ³ ·dia)
100	0.342038	3.08	54.00
200	0.137770	7.60	142.00
300	0.755880	13.90	260.00
400	0.054925	19.00	360.00
500	0.046137	22.00	430.00

8. Espesor de la capa de movimiento.

El promedio del espesor de la capa móvil del sedimento sobre la zona de rompientes de la playa en estudio es estimado en 9 cm.

9. Resumen y Conclusiones.

Una razonable estimación de la razón de la deriva litoral, sobre un cierto punto a lo largo de líneas de costa puede ser obtenido usando trazadores fluorescentes y la ecuación mencionada, bajo las siguientes condiciones:

9.1. El movimiento de la deriva litoral puede tener una mayor dirección por más de un período.

9.2. El muestreo del trazador a lo largo del perfil interesado, puede continuar desde el momento en que el trazador empieza a extenderse a esa dirección hasta que éste desaparece completamente de él.

9.3. Los períodos de muestreo vistos de intervalos de 2 días son razonables.

9.4. El muestreo puede cubrir cualquier distancia del mar menor donde el trazador pueda ser encontrado.

La deriva litoral es originada de la continua erosión a lo largo del area de estudio.

Pruebas de Perfiles de Equilibrio de Playas Modelo
y los Efectos de la Forma de Grano y la
Distribución del Tamaño.

por J. Ian Collins y Charles B. Chesnutt

Noda (1971, 1972) propuso un modelo bidimensional costero y su relación con cuatro razones de escala básicas: Escala horizontal, escala vertical, razón del tamaño del sedimento y el peso específico relativo.

Este estudio se condujo para investigar los efectos del modelo de distribución de tamaño de sedimento y forma de las partículas en modelos de capa movable.

Los resultados muestran que los efectos de la forma del sedimento y la distribución de tamaño fueron variados. En muchos casos hubo muy poco o no medible efecto, pero en otros, particularmente para los de olas de poca pendiente, las diferencias son muy marcadas. Estos incluyen la presencia de barras múltiples en el caso de la distribución bimodal del tamaño del sedimento y una barra inestable se encontró en casos de distribuciones unimodales muy estrechas de tamaño de sedimento y en algunos casos con granos esféricos.

Se encontró que la pendiente del perfil inicial puede influenciar la estabilidad de la forma del perfil final. La roca manufacturada llamada "Rocklite", sedimento de cerámica de peso ligero, parecen ser materiales muy útiles potencialmente para modelos.

Los intentos de las pruebas de verificación fueron parcialmente exitosos. El perfil de la anteplaya se reprodujo a escala, pero la forma de la playa fuera de la costa y las zonas de "surf" y el movimiento de la línea de costa no fueron reproducibles.

Bibliografía

Collins, I. J. y B. C. Chesnutt. 1977. Tests on the Equilibrium Profiles of Model Beaches and the Effects of Grain Shape and Size Distribution. Proceedings for modeling, Coastal Engineering.

Estabilidad del Acceso de la Laguna del Mar Muerto

Chiapas - México

La laguna del Mar Muerto se encuentra localizada en el Golfo de Tehuantepec, entre los meridianos $93^{\circ}50'$ y $94^{\circ}25'$, y los paralelos $15^{\circ}58'$ y $16^{\circ}17'$, formando parte de los estados de Oaxaca y Chiapas. Tiene una extensión de 60 Km de Este-Oeste y 12 Km de Norte-Sur. Tiene una profundidad media de 1 m y existe una canalización interior con profundidad hasta de 6 m.

Frente a la entrada, existen dos barras bien definidas, una exterior con profundidad del orden de 2 m y una interior con profundidad de 0.5 m que llega prácticamente a dividir la zona en dos partes: La zona de entrada y el resto de la laguna.

Condiciones Naturales.

Este es un ejemplo típico de entrada a una laguna de marea, cuyo origen es debido al acarreo litoral. Durante los meses de noviembre a febrero, los vientos del Norte tienen efectos determinantes sobre la barra. Ellos son:

- Oleaje dentro del Mar Muerto con altura del orden de los 50 cm.

- Desplazamiento del canal de entrada en sentido Oeste-Este, debido al empuje que sufre la punta Oaxaca por el lado del Mar Muerto.

- Retroceso del extremo Chiapas por la misma acción de las aguas del Mar Muerto.

- Formación de dunas con altura media de 3 m.

- Efectos de oleaje de poca consideración porque las olas son amortiguadas por el viento del Norte que sopla frente a ellas.

Los meses de marzo y abril, se caracterizan por ser de transición en lo que a dirección de vientos se refiere. Al cesar la acción constante de los Nortes, el mar inicia su ataque de las playas Este y Oeste, erosionando las dunas formadas, iniciándose el acarreo litoral dominante en dirección Este-Oeste.

Como puede deducirse, los factores que más influencia tienen en el problema son las mareas, los vientos y los oleajes.

El análisis del transporte litoral realizado, mostró que la época de mayor intensidad del mismo, comprende a los meses de mayo, junio, julio, agosto, septiembre y octubre. La evolución del mismo se hizo utilizando el criterio de Larras (1957).

$$Q = k \lg h^2 T \sin 2\alpha$$

con $K = 3 \times 10^{-4}$

Se pudo resumir que el transporte litoral tiene los siguientes valores anuales:

$$Q_{e-o} = 557,000 \text{ m /año}$$

$$Q_{o-e} = 141,000 \text{ m /año}$$

$$Q_{net e-o} = 415,700 \text{ m /año}$$

Los factores que afectan la estabilidad en general, son:

$$A = Q_m, \beta, T, B, c, \omega, Q_o, t)$$

donde Q_m = gasto máximo instantáneo

β = característica del lecho o fondo

T = esfuerzo cortante

B = forma del material

c = carga en suspensión
 w_a = acción del oleaje
 Q_0 = gasto del río, si lo hubiera
 t = tiempo de desarrollo

La estabilidad de la sección transversal se refiere a la "habilidad" de la entrada para hacer pasar o transferir la arena. Esta transferencia puede realizarse a través de la barra o por corrientes de marea. La diferencia está en el factor r cuyo valor está dado en la expresión

$$M(\text{medio})/Q(\text{max}) = r$$

$M(\text{medio})$ = acarreo litoral en m /año

$Q(\text{max})$ = gasto máximo para mareas

si $r > 200 - 300$ paso por barra

si $r < 10 - 20$ paso por corrientes de marea

La estabilidad de la sección transversal propiamente dicha puede expresarse como sigue:

$$Est = F \left(\frac{\Omega}{M} \frac{Q_m}{M} \right) \mathcal{T}$$

donde Ω = prisma de marea.

Basados en multiples experiencias, se ha encontrado que para valores de $\Omega/M > 100$, la entrada será inestable.

El valor de \mathcal{T} está dado por la expresión:

$$\mathcal{T} = \rho g \frac{V_m^2}{c^2}$$

donde V_m = valor máximo de la velocidad promedio para mareas

c = coeficiente de Chezy

Segun experiencias, se tienen valores promedios:

Para fuertes condiciones de transporte

$$\mathcal{T} = 0.50 \text{ Kg/m}^2$$

Para medias condiciones de transporte

$$\mathcal{T} = 0.45 \text{ Kg/m}^2$$

Para débiles condiciones de transporte

$$\mathcal{T} = 0.35 \text{ Kg/m}^2$$

Bibliografía

Cervantes Castro. 1967. Estabilidad del Acceso a la laguna del Mar Muerto, Chiapas, México. Laboratorio de Hidráulica,

Un Nuevo Mecanismo de Dispersión de Sedimento
en la Plataforma Continental
por Lawrence H. Larsen (1982)

Se han descrito varios mecanismos de transporte de sedimento costero, sin embargo ninguno de éstos explica satisfactoriamente el por qué se encuentra sedimento costero dentro de la plataforma continental y/o material de la plataforma en la playa. Es así que surgen ideas referentes al transporte de sedimento en la región de la plataforma basadas en la existencia de una fuerte componente cerca del fondo de esta zona.

En este trabajo, se describe un mecanismo alternativo de movimiento, lento pero constante, de sedimento suspendido por el oleaje hacia el piso oceánico, partiendo de datos de olas en la plataforma continental de Washington, donde se ha registrado que en períodos de tormenta, con el paso de muchos grupos de olas, el desplazamiento neto de sedimento es hacia el mar, siendo del orden de 1 a 5 Km y fluctuaciones del nivel del mar hasta de 20 cm. Este mecanismo de tendencia de sedimento hacia el mar, resulta de la correlación existente entre fluctuaciones del nivel del mar y grupos de olas, y es válido para cualquier plataforma continental expuesta a "swell" de océano abierto.

Para explicar este mecanismo, se considera un paquete de olas superficiales propagándose sobre la plataforma desde mar abierto como una sola ola envolvente de período 13 seg, y amplitud de 1 m ó más, esta ola está compuesta de 7 a 10 olas en un rango de períodos entre 80 y 180 seg. Asociado a este paquete de olas, existe un tensor de radiación que baja el nivel del mar bajo las olas más altas del grupo, forzando una ola larga. El tensor de radiación es proporcional al cuadrado de la amplitud de la ola envolvente. Se considera un sistema de coordenadas estacionario, con respecto al piso oceánico y con ésto, bajo el paquete de olas, la existencia de un flujo residual dirigido hacia el mar opuesto a la dirección de propagación del paquete de olas. Este flujo es responsable de la tendencia hacia el mar en el asentamiento de sedimento suspendido. Los resultados muestran que con el paso de un solo paquete de olas, una partícula de sedimento puede asentarse hasta 10 cm hacia el mar desde su punto de erosión.

Larsen extiende este mecanismo a un paquete múltiple de olas y deduce que en el transcurso de un año, tales paquetes de olas producen un desplazamiento neto hacia el mar, de sedimento suspendido bajo las siguientes consideraciones:

- a) Sedimento suspendido erosionado por olas altas en un grupo de olas, regresan al piso oceánico en escalas de tiempo no mayores que el período del paquete de olas (el material fino se mantiene en suspensión).
- b) Fluctuaciones del nivel medio del mar deben ser correlacionadas con las olas más altas en los grupos de olas. Ya que no ocurre transporte neto de agua hacia y fuera de la plataforma, se da una corriente hacia la costa, bajo las olas más chicas en un tren de olas y hacia el mar bajo las olas más altas.
- c) Bajo estas consideraciones, el mecanismo es efectivo en la plataforma continental intermedia, puesto que en aguas profundas, la erosión del material de fondo por el oleaje es despreciable y cerca de la playa, la correlación entre olas altas y depresiones en el nivel del mar es destruída por la reflexión de las olas largas en la costa. Debido a este problema, el mecanismo es aplicable en plataformas amplias.

El mecanismo descrito introduce un grado de sorteamiento del sedimento. Partículas grandes no son resuspendidas del fondo y rápidamente regresan al fondo del mar, no siendo influenciadas por la velocidad del paquete de

olas fuera de la costa. Partículas pequeñas pueden permanecer en suspensión durante muchos períodos de olas, oscilando en el flujo inducido por el paquete de olas. Sin embargo, para condiciones de oleaje y profundidades determinadas, existe un tamaño de sedimento sujeto a un máximo transporte fuera de la costa por la corriente del paquete de olas.

Bibliografía

- Larsen, L.H. 1982. A new mechanism for seaward dispersion of midshelf sediments. *Sedimentology* 29:279-283.

Mecánica del Transporte de Sedimento en Playas.

por Paul D. Komar

El interés por conocer la mecánica del transporte de sedimentos o cualquier otro material a lo largo de la playa, ha sido materia de investigación y polémica, desde hace muchos años.

Puesto que espigones, muelles y marinas por mencionar algunos, actuarán invariablemente como trampas para el sedimento que se mueve en la zona litoral, esta situación ha motivado que instituciones de reconocido prestigio en el campo de la Oceanografía, como el Instituto Scripps, de los EEUU, se hayan dedicado a formular algunos modelos y relaciones tratando de explicar de la forma más analítica posible, este suceso para el hombre.

Intuitivamente, se ha relacionado el transporte anteriormente mencionado, con la energía del oleaje que arriva a la costa. Esta relación es ampliamente aceptada por los ingenieros costeros.

Otras investigaciones como Baguold, Komar e Inman, Watts, Longuet-Higgins, Stewart y otros se aproximan al problema trando de explicarlo mediante la siguiente relación.

$$I_1 = k (E c_n)_b \cos \alpha_b \frac{\langle v_1 \rangle}{u_m}$$

donde I_1 = razón de peso inmerso

k = coeficiente de proporcionalidad, sin dimensiones

E = Densidad de energía

C_n = Velocidad de grupo

$\langle v_1 \rangle$ = velocidad promedio

u_m = velocidad orbital máxima

Algunos autores coinciden en que los movimientos orbitales de las olas, ponen el sedimento en suspensión, pero no se verifica un transporte neto, aunque sí hay gasto de energía, es la corriente sobrepuesta $\langle v_e \rangle$ a este levantamiento, la que imprime cierto transporte al sedimento a lo largo de la playa.

Stewart y Longuet-Higgins (1960), definen este movimiento utilizando para ello el tensor de radiación, al estimarlo se observa que el exceso de transferencia de momentum debido al oleaje, es el encargado de imprimir movimiento al sedimento.

Este modelo ha dado buenos resultados al tratar algunos problemas relacionados con el oleaje.

Para concluir, se puede decir que existen dos relaciones para calcular $\langle V_e \rangle$; una teórica propuesta por Longuet-Higgins y otra empírica propuesta por Komar e Inman, per la mayoría coincide en que es necesario tener más datos de campo, para utilizar alguna de éstas dos con éxito

Bibliografía

- Komar, P. D. 1976. The Mechanics of Sand Transportation on Beaches. Journal of Geophysical Research. Vol. III. pp: 713-721.

Estudio de Modelos de Fondo Móvil Aplicados a Playas

por C.E. Chatham, Jr.

Resumen.

Se condujeron estudios de modelos hidráulicos para ayudar a indagar la factibilidad técnica y factores de diseño óptimo para una playa artificial. Entre estos estaban dos estudios bidimensionales de fondo móvil para determinar una estimación de la cantidad de arena que podía ser perdida hacia el mar sobre un espigón sumergido por la acción del oleaje normal y de tormenta (espigón paralelo a la línea de costa), la óptima elevación del espigón, y la longitud de cubierta rocosa requerida para reducir la migración hacia el mar de arena a un mínimo.

El modelo de playa fué sujeto a pruebas de olas hasta que alcanzó un equilibrio para un amplio rango de condiciones de oleaje, tanto para la playa existente como para la playa artificial. Los resultados probaron que:

1. Poco o ningún material de relleno se perderá hacia el mar del espigón por acción del oleaje normal, pero las olas más grandes de tormenta pueden causar erosión de la playa artificial.

2. La instalación de una cubierta rocosa del espigón hacia la orilla reducirá la cantidad de erosión.

3. Si el relleno de la playa está extendido a una distancia suficiente hacia el mar, el espigón no será útil.

4. Un estudio de modelo de fondo móvil tridimensional es factible, y es necesario para determinar las características de diseño final la playa artificial.

Bibliografía

Chatham Jr., C.E. 1972. Estudio de modelos de fondo móvil aplicados a playas. Coastal Engineering.

CAPITULO VI
SEMINARIOS DE
INSTRUMENTACION
OCEANOGRAFICA

Transporte Litoral sobre las Barras de
Guerrero Negro y Ojo de Liebre.
por S. G. Marinone y R. Lizárraga

La cuantificación o predicción del movimiento de arena ocupa un lugar importante en la planeación y utilización de la zona costera.

El transporte de arena en el sistema litoral está definido por dos componentes: El que se presenta paralelo a la playa y el perpendicular a la misma.

El objeto de este trabajo es estimar la razón de transporte potencial de arena paralelo a la playa, en el área de las barras Ojo de Liebre y San José en la Bahía Vizcaíno, Baja California.

Las lagunas de Ojo de Liebre y Guerrero Negro, forman parte del complejo lagunero en la costa del Pacífico, situado entre los $27^{\circ}35'$ y los $28^{\circ}95'$ N y los $113^{\circ}50'$ y $114^{\circ}20'$ O. Las barras que delimitan las lagunas son la de Ojo de Liebre y San José respectivamente.

El clima es árido y la precipitación muy baja con un promedio de 3 cm por año, por lo que los escurrimientos se pueden considerar despreciables. El viento presenta una estacionalidad bien definida. En verano es de mar a tierra y en invierno de mar a tierra en el día y de tierra a mar en la noche (Inman, et. al., 1966).

El cálculo del transporte paralelo a la playa se hace en base a parámetros de oleaje (altura de la ola, H ; periodo, T ; ángulo de aproximación, α ;). La información base se obtuvo de la estadística de parámetros de oleaje en mar abierto provenientes del hemisferio norte, recopilado por Marine Advisers (1961) (estación A, situado $32^{\circ}20' N$ y $119^{\circ}35' O$). Dada la imposibilidad de operar con todo el espectro del oleaje, se seleccionaron cuatro olas significativas en base al porcentaje de mayor ocurrencia durante 1 año (Tabla VI. I).

TABLA VI. I. Características de oleaje típico de tormentas lejanas en aguas profundas. (swell del hemisferio norte) en la estación A de Marine Advisers (1961). H es la altura de la ola significativa en aguas profundas, T es el período y la dirección es azimutal respecto al Norte geográfico.

No. de ola	H_0 (m)	T (s)	dirección	Frecuencia (% del año)
1	0.81	13.0	295°	21.4
2	0.80	13.0	305°	25.2
3	0.80	12.5	315°	13.7
4	0.94	11.5	325°	8.3
Total =				68.6

La batimetría se obtuvo de las cartas de navegación y se elaboraron los diagramas de refracción (para cada una de las olas) siguiendo el método descrito por Wiegel (1964), para obtener la altura de la ola en aguas someras. El criterio de rompiente $s = 0.78$ se empleó para determinar la altura de la ola en la rompiente (McCowan, 1974). Se utilizó la teoría de Airy para obtener la velocidad de fase en aguas someras

$$C = \sqrt{gh},$$

donde g es la aceleración debida a la gravedad y h la profundidad.

El ángulo que forma la cresta de la ola con la línea de playa al momento de romper se determinó de los diagramas de refracción.

El transporte potencial de arena en la zona de rompiente se calculó a partir de la ecuación de razón de peso inmerso (Inman y Bagnold, 1963):

$$I = (\rho_s - \rho) g a' S_v$$

y el parámetro P :

$$P = (E C_n)_r \sin \alpha_r \cos \alpha_r$$

donde ρ_s y ρ son la densidad del sedimento y agua respectivamente; a' es un factor de corrección por espacio vacío; E es la densidad de energía; C_n es la razón entre la velocidad de grupo y fase; α es el ángulo de rompiente, SL es el volumen de sedimento transportado por unidad de tiempo y el subíndice r denota rompiente.

Las ecuaciones anteriores se relacionan mediante:

$$I = K P$$

donde K es un coeficiente adimensional de proporcionalidad. Komar e Inman (1970) determinaron empíricamente esta constante, con un valor de 0.77 para playas de arena fina de cuarzo. Para este mismo tipo de playa, el factor de corrección por espacio vacío (a') es de 0.6 (Komar, 1976). De esta forma, sustituyendo las ecuaciones anteriores en esta última, el valor total de arena transportada es

$$S_L = 6.85 \times 10^{-5} (E C_n)_r \text{ Sen } \alpha_r \text{ Cos } \alpha_r$$

donde $(E C_n)$ está dada en erg/cm-seg y SL en $m^3/\text{día}$. En fue evaluada a partir de análisis espectral, por ejemplo, utilizando la raíz cuadrática media de la altura de la ola (H_{rms}). En este caso, como:

$$2 (H_{rms})^2 = (H_s)^2$$

la ecuación se modifica a:

$$S_L = 3.245 \times 10^{-5} (E C_n)_r \text{ Sen } \alpha_r \text{ Cos } \alpha_r$$

para utilizar directamente la altura de la ola significativa.

Resultados y Discusiones

Con los datos presentados en la Tabla VI. I, se construyeron los diagramas de refracción de oleaje para la zona de estudio. Se observa en general, la tendencia de las ortogonales a diverger hacia la costa, lo cual es de esperarse por la morfología de las Bahías (Bascon, 1960). Sin embargo en el área de la boca de la laguna Ojo de Liebre, se observa una ligera tendencia de las ortogonales a converger debido al bajo de arena en forma de gancho que se localiza frente a la boca de la laguna.

Las ortogonales en los diagramas de refracción se numeraron para facilitar su posterior utilización en la determinación de la altura de rompiente (H_s), profundidad de rompiente (h) y ángulo de incidencia (α) que se presentan en la Tabla VI. II. El signo negativo se emplea como una convención para indicar, en este caso, que el ángulo de incidencia se abre hacia el SO.

TABLA VI. II.

Características del oleaje en la zona de rompiente.
 H_s es la altura de la ola significativa en la rompiente, h la profundidad a la que rompe la ola y α el ángulo que forma la cresta con la línea de playa.

Ola	Rayo	H_s (cm)	h (cm)	α (°)
1	1			-6.0
	2	62	79	-4.0
	3	50	64	-3.0
	4			2.0
	5	75	97	2.0
	6	74	95	2.0
2	1			2.0
	2	73	94	1.5
	3	68	87	3.0
	4			1.0
	5	70	90	1.0
	6	75	96	1.5
3	1			5.5
	2	73	93	3.5
	3	68	87	1.0
	4	71	93	3.0
	5			-2.0
	6	65	84	3.0
	7	82	105	2.5
4	1			3.0
	2	65	83	3.0
	3	89	114	2.0
	4	72	93	3.0
	5	96	123	2.0
	6			2.0
	7	74	95	1.0

Para evaluar el transporte litoral en la zona de estudio, se efectuó el promedio de H_s , h y α , que se obtuvieron en cada barra (Tabla VI. III).

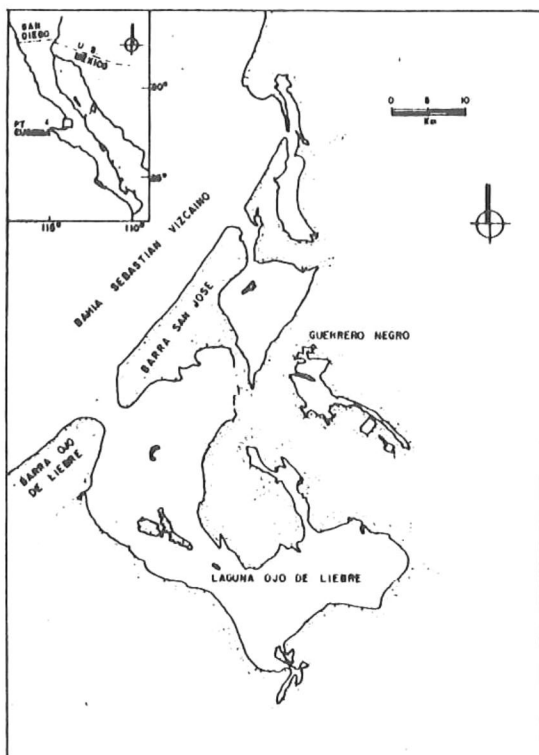
TABLA VI. III. Promedios de las características del oleaje en la zona de rompiente en las Zonas A, B, y C.

Dirección	rayos prom.	H_s (cm)	h (cm)	α	Zona	
295°	1,2,3	56.0	71.5	-4.30	A	Zona A - Boca Ojo de Liebre en barra San José
"	4,5,6	75.0	96.0	2.00	B	Zona B - Barra San José
305°	1,2,3	70.0	90.0	2.17	C	Zona C - Barra Ojo de Liebre
"	4,5,6	72.5	93.0	1.17	B	
315°	1,2,3,4	71.3	91.0	1.25	C	
"	5,6	65.0	85.0	-2.00	A	
"	6,7	82.0	105.0	2.75	B	
325°	1,2,3,4,5	80.5	103.0	2.60	C	
"	6,7	74.0	95.0	1.50	B	

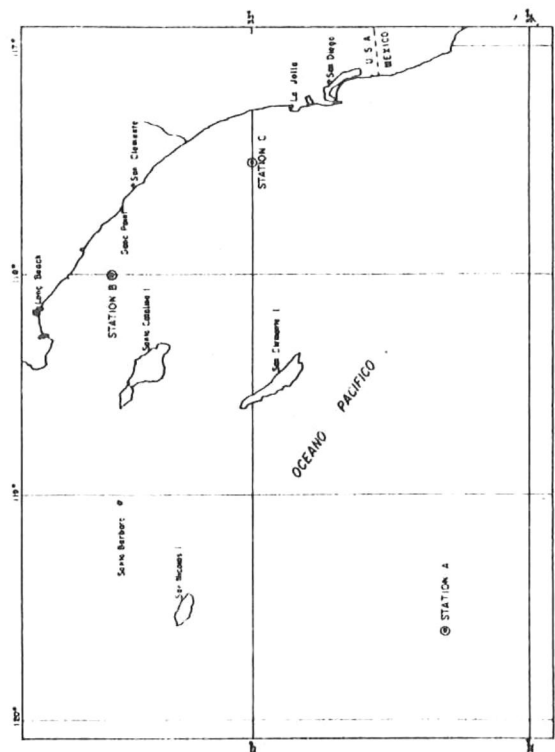
Efectuando el cálculo de transporte potencial de arena por cada dirección de aproximación y para cada zona (Tabla VI. IV), se encuentra que el transporte litoral neto es hacia el NE con una magnitud del orden de 6×10^6 m³/año (fig. 6.1)

TABLA VI. IV. Transporte litoral a lo largo de la playa correspondientes a las zonas de la tabla VI. III.

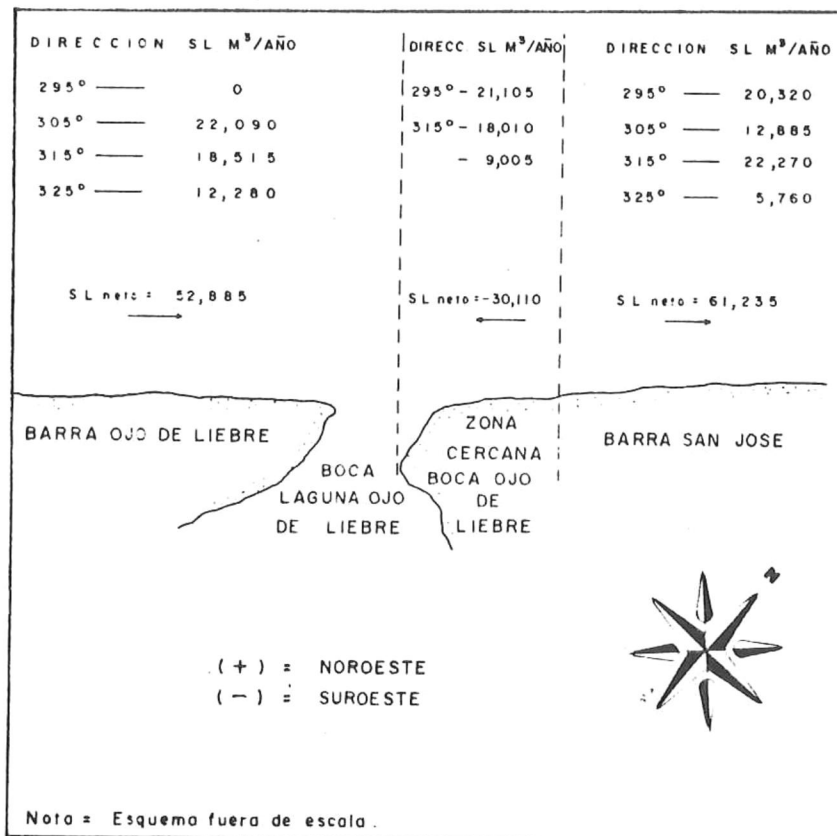
Dirección	$S1$ (m ³ /día)	# de días	S (m ³ /año)
295°	-270	78.16	-21,105
"	260	"	20,320
305°	240	92.04	22,090
"	140	"	12,885
315°	370	50.04	18,515
"	-180	"	-9,005
"	445	"	22,270
325°	405	30.32	12,280
"	190	"	5,760



Localización del área de estudio.



Localización de la estación A de Marine Advisee (1961).



Esquematzación del área de estudio y transporte litoral para cada zona (A, B y C).

Figura 6.1. Localización del área de estudio.

Es el caso de la Laguna Ojo de Liebre, no existe aporte por ríos. De acuerdo a Komar (1926), en la ausencia de otro fenómeno, que no sea el transporte litoral, la boca de una laguna costera tenderá a migrar en dirección de este transporte. Debido a la dirección del transporte litoral neto obtenido en este trabajo (fig 6.1), mas la evidencia de que la boca de la laguna de Guerrero Negro ha migrado hacia el NE (Phleger, 1965), es posible esperar que la boca de la laguna Ojo de Liebre esté también migrando en la misma dirección.

La evaluación aquí presentada, representa una primera aproximación del transporte real del área debido a que:

1. Se supone que el oleaje considerado a partir de la estación A de Marine Advisers (1961) llega a aguas profundas frente a Bahía Vizcaíno con las mismas características.

2. Se estima un transporte a partir del 69% de ocurrencia del oleaje total del hemisferio norte.

3. Se consideró que el oleaje de tormenta lejano del hemisferio sur, produce un transporte litoral despreciable y en la misma dirección, debido a las características morfológicas y batimétricas de la Bahía.

Bibliografía

Marinone S. G. y A. R. Lizórraga. 1982. Transporte litoral sobre las barras de Guerrero Negro y Ojo de Liebre. Ciencias Marinas, Mex. Vol. VIII. No. 1, pp:20-29.

Perfil Hidrostático para Levantamientos
cercanos a la Costa.

Se describe un sistema portátil de perfiles de playa que utiliza el principio de la presión hidrostática para medir diferencias verticales, entre un sensor de presión que sigue el perfil y un sensor de referencia sobre la línea de costa. Los dos instrumentos son conectados por un tubo lleno de fluido. La distancia horizontal es determinada midiendo la extensión del tubo.

El sistema completo de perfiles incluye una habilidad de datos registrados sobre una cinta magnética que es llevada en un vehículo pequeño de cuatro llantas manejables.

La precisión vertical en el estudio oceánico es estimada por 2.5 cm y la precisión horizontal es aproximadamente de 1 m. Esta precisión es suficiente para resolver transporte de volúmenes de sedimento en muchas aplicaciones.

El estudio de la porción debajo del agua (zona de rompientes) de perfiles de playa cercanos a la costa ha presentado significantes problemas de precisión en el pasado. La gran precisión es requerida en la distancia

grande a lo largo de la costa, para resolver movimientos de sedimento.

Sistemas de estudios ejecutados por un bote usando la superficie del mar como un dato horizontal sufre la presencia en el registro de olas superficiales con un rango tolerable de períodos, los cuales son difíciles para removerse del perfil.

1. Problemas que se tienen con el método convencional de levantamientos de perfiles costeros a aguas profundas.

Hay que seleccionar días de mareas bajas, intervalos de actividades de olas reducidas; determinación de la extensión del levantamiento dentro del agua; cuidados con las corrientes costeras, ya que pueden desviarse del cadenamiento y recorrerse de la línea de levantamiento; y las corrientes y olas hacen imposible el trabajo.

Límite práctico de profundidad menor, es para profundidades de cerca de 1 m en días con olas muy pequeñas y se pueden tener cambios significantes para perfiles por olas que pueden ocurrir a profundidades de 10 mts, así un método alternativo es requerido para perfiles en aguas profundas.

La técnica del bote con un ecosonda es el más usado, pero se necesita alguna forma de la determinación de la posición para el bote, esto tiene sus problemas, ya que estos movimientos verticales introducen errores por el nivel medio del mar, que son difíciles de removerse objetivamente.

2. Desarrollos Relacionados:

2.1 Método para improvisar la precisión de levantamientos con ecosonda, envuelve establecimientos de referencias sobre el fondo.

2.2 Métodos de encontrar un punto y medidas de elevación basadas sobre reflexión laser de un ángulo reflejado sobre el deslizamiento, y es descrito por Sallinger et. al., (1984).

2.3 Otro método o dispositivo, usa tres neumaticos manejables sobre las patas de un trípode alto. Una descripción detallada de este dispositivo, es contenido en Birkemeir y Mason (1984).

2.4 Vehículo eléctrico de energía arrastrado, es reportado en Seymour et. al. (1979).

3. Perfil Hidrostático.

Tubos avistados han sido reemplazados por transductores electrónicos de presión en ambos finales de un tubo lleno de fluido. La presión creada por una columna de fluido, es dada por:

$$P_p = \rho g h + P_a$$

donde P_p = presión en el fondo de la columna

ρ = densidad del fluido

g = aceleración gravitacional

h = altura de la columna

P_a = presión atmosférica

Si la densidad del fluido es conocida, las elevaciones pueden ser medidas por colocar un transductor de presión, cruzando el fondo de esta columna. La longitud horizontal del tubo entre la superficie liberada y el transductor de presión podría ser usado para determinar esta posición horizontal, combinar la distancia y las mediciones de elevación permite un levantamiento topográfico a lo largo del patrón recorrido por el transductor.

La superficie libre, puede ser pensada como una presión de referencia. Este es el punto donde la presión del fluido es igual a la presión atmosférica. Así que con un sistema abierto, $P_r = P_a$, donde P_r es la presión del fluido en el extremo de referencia. Si este nivel cambia, el transductor mediría diferencias relativas por moverse a un punto de referencia.

Los cambios en volumen en el tubo, debido al doblamiento o estrechamiento, también perturbaría el nivel de la superficie libre, medidas simultáneas de la presión y el nivel de la superficie libre, podrían resolver este problema. Pero esto es una tarea incómoda. Cerrar herméticamente el extremo de referencia del tubo, podría prevenir movimientos de la superficie libre, pero en este caso $P_r \neq P_a$.

Los cambios de volumen en uno u otro, el tubo o el fluido, podría ser visto como un cambio de presión por el transductor y podría no ser distinguido de las variaciones de presión causadas por un desplazamiento vertical, en este caso:

$$P_p = \rho g h + P_r$$

Es claro, que P_r debería ser medido también como P_p , para que h sea calculado, un transductor de presión colocado en el extremo estacionario del tubo, mide P_r solamente. Llevar las diferencias entre las presiones en cada extremo del tubo, permite cálculos de presión de la diferencia de elevación entre los transductores, esto produce:

$$h = (P_p - P_r) / \rho g$$

donde h = diferencias de elevación entre los transductores.

4. Diseño del sistema.

Explica y describe los componentes del perfilador hidrostático. Un transductor de presión y un transmisor ensamblado en cada extremo del cable, un cable que provee un patron hidráulico entre los transductores y provee los conductores eléctricos necesarios, también como fuerza mecánica, un "winch" para abastecer el cable, una llanta para contar la distancia, y un registrador de datos portátiles para almacenar los datos de todo de los sensores.

El tubo es llenado con agua destilada y se tiene que observar que no se formen burbujas ya que esto afecta el tiempo de respuesta a la hora de tomar las mediciones.

5. Despliegue del perfil y operación.

La tripulación es de un mínimo de dos gentes; el camión de las cuatro llantas manejable contiene el equipo de perfilado y un pequeño bote se usa para desplegar el sistema de perfilado. Incrementos cortos de 5 mts pueden ser usados siempre que la topografía cambia rápidamente, pero para la mayoría de perfiles cerca de la costa, esto provee una definición adecuada. El presente diseño es limitado por las velocidades de las corrientes costeras menor que o cerca de 1ms^{-1} , para mantener el cable sobre la línea del rango.

6. Verificación del funcionamiento.

Ambas pruebas de laboratorio y campo del sistema de perfilado, fueron ejecutadas; los factores de calibración de todos los transductores de presión por fluctuaciones de temperatura fueron medidas. En el campo, la ejecución del sistema como un todo fué medido. Las pruebas han demostrado que el cable y el tubo son lo suficientemente rígidos para que las olas no sean sentidas en todo por el perfilado.

Bibliografía

Le Mahaute, B. y M. Soldate. 1980. A numerical model for predicting shoreline changes. MR 80-6. Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss. Julio.

Seymour, R. J., J. D. Thomas, D. Castel, A. Woods y M. H. Sessions. 1979. Coastal data information program. Fourth Annual Report. Published by State of California-Resources Agency. Department of Boating and Waterways.

Variabilidad Hidrográfica en un Área de Surgencias del
Norte de Baja California en Junio de 1976

por Eric D. Barton y Ma. Luisa Argote

1. Introducción

Las aguas cercanas a la costa de Baja California han sido estudiadas relativamente poco, en contraste a las áreas de atrás de la plataforma continental, la cual ha sido ampliamente estudiada en los últimos 30 años por CALCOFI.

Trabajos recientes en áreas de corrientes de frontera Este, han indicado un alto grado de variabilidad sobre escalas temporales del orden de días de los parámetros físicos sobre la pendiente y plataforma, e.g. Huyer et.al. (1974); Barton et.al. (1977). Esta variabilidad está intrínsecamente relacionada al fenómeno de las surgencias, la cual se considera como respuesta de la parte superior del agua al esfuerzo del viento (componente a lo largo de la costa).

El objetivo del presente trabajo fué examinar la variabilidad de los campos hidrográficos sobre la pendiente y plataforma continental, principalmente en relación a el viento, pero también con respecto a las observaciones de

corrientes que puedan ser disponibles.

2. Datos.

Dos lugares de la red de estaciones hidrográficas mostrada en la figura 6.2 y once de la línea C, frente a Punta San Telmo fueron muestreadas con el CTD (Bati-Termo-Conductímetro), botellas Nansen y Batitermógrafos.

Durante el período de estudio, 8-26 de Junio, se hicieron observaciones de viento, con un anemómetro en Punta San Jacinto, obteniendo 10 minutos de registro para cada hora. Se midió la temperatura (bulbo) cada mañana en Punta San Telmo, Los Chichos y Punta San Jacinto.

A la mitad de la línea C, se obtuvieron perfiles de corrientes por día mediante el PCM.

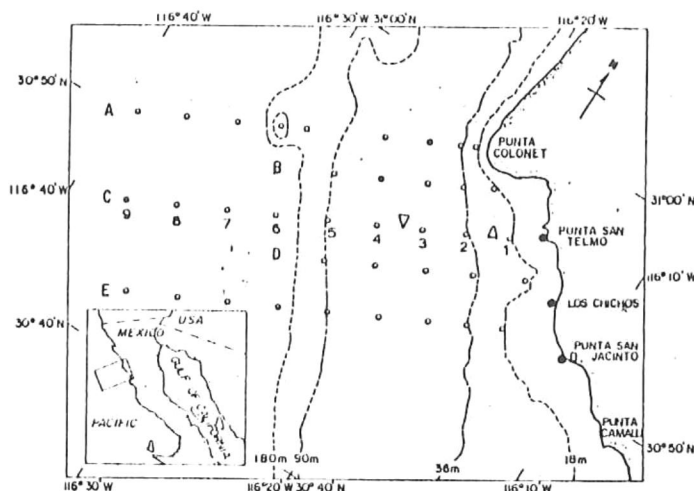


Figura 6.2. Localización del área de estudio, mostrando los sitios de medición.

3. Resultados.

Se obtuvieron series de tiempo para magnitud y dirección del viento de las cuales se esperaron en sus componentes paralelo y perpendicular a la costa. Ambas componentes muestran una fuerte variación diurna relacionada al ciclo de brisas tierra-mar.

En la figura 6.3, se muestran comparaciones de viento y temperaturas superficiales, indicando que las condiciones cambiantes del viento estuvieron asociadas con intensidades variantes de surgencias.

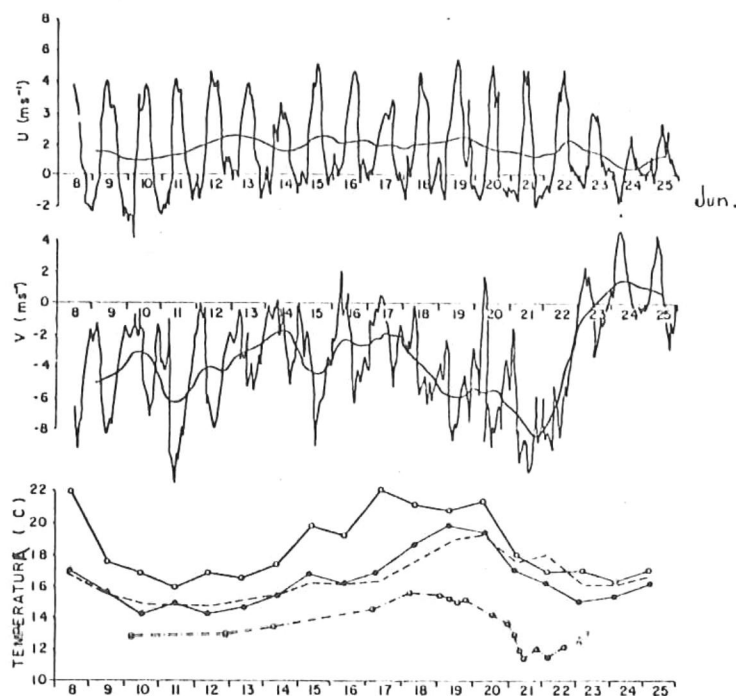


Figura 6.3. Series de tiempo para las componentes U y V del viento y temperaturas superficiales.

Los campos hidrográficos medios fueron derivados promediando todos los perfiles de temperatura, salinidad y sigma-T a profundidades seleccionadas para cada estación.

La figura 6.4 muestra dichos perfiles a lo largo de la línea C.

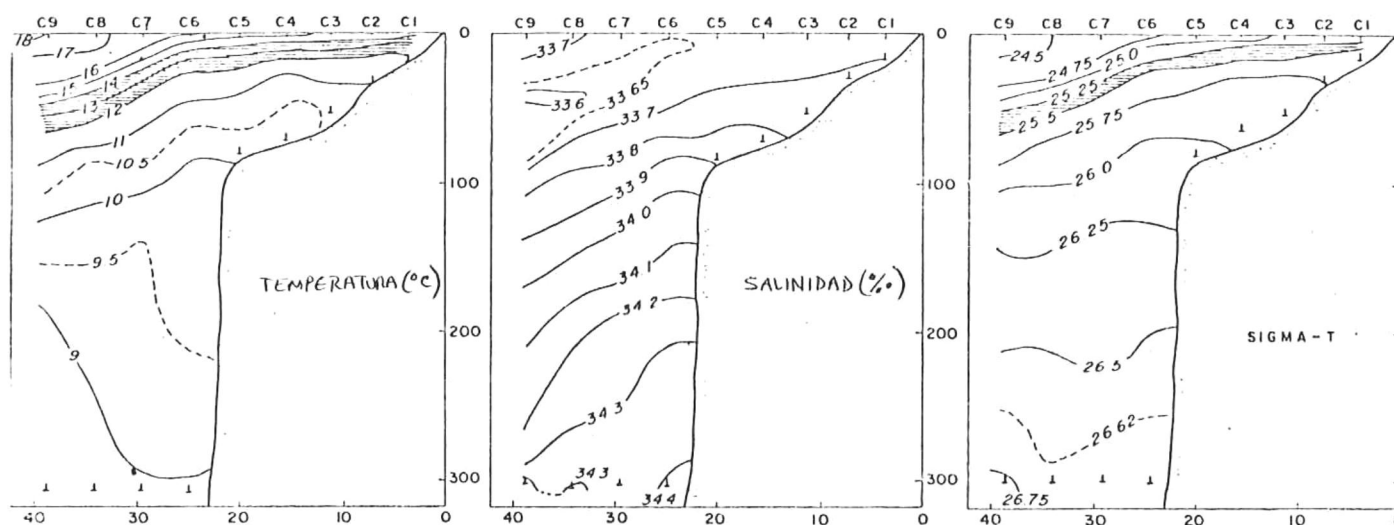


Figura 6.4. Secciones medias de temperatura, salinidad y sigma-T, a lo largo de la línea C.

La figura 6.5 muestra cómo evolucionan las isopícnas para el 10 de Junio hasta el 22 de Junio, muestran la inclinación que sufren y las variaciones en posiciones.

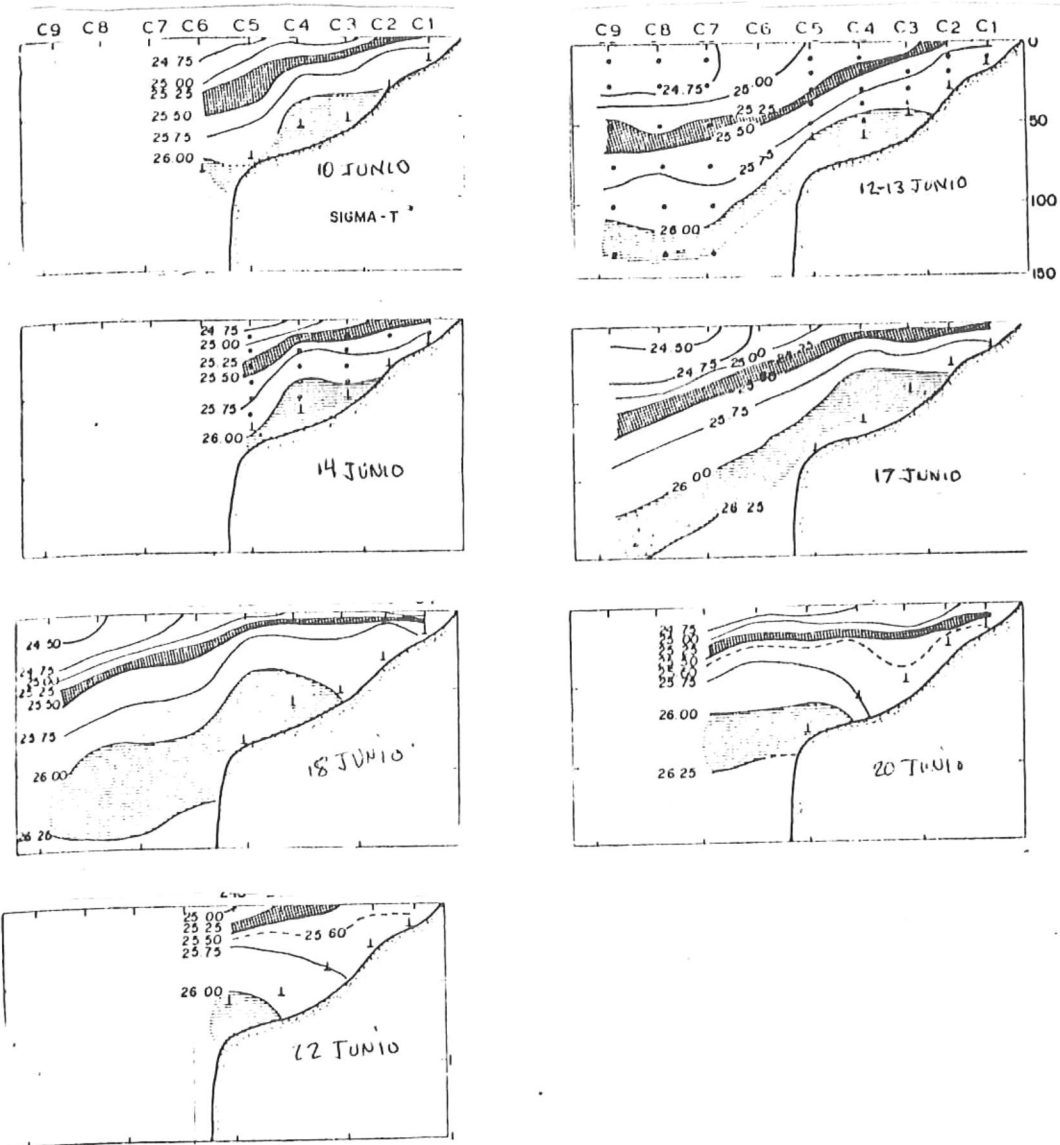


Figura 6.5. Series de secciones a lo largo de la línea C, ilustrando el desarrollo temporal del campo de densidad sobre los 150 metros.

También se obtuvieron series de tiempo horarias de corrientes encontrándose velocidades máximas a lo largo de la costa, de 80 cm/seg, mientras que la componente perpendicular a la costa fué más débil.

El flujo a lo largo de la costa fué hacia el ecuador predominantemente (Fig. 6.6).

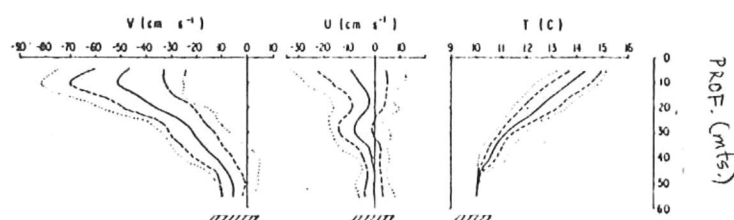


Figura 6.6. Perfiles para las componentes U y V de la velocidad, así como de temperatura.

4. Discusión.

Es evidente que el retrato de surgencia obtenido de las observaciones fué uno de situación estable. Variaciones marcadas en la fuerza de la componenete del viento a lo largo de la costa indujo una respuesta clara por los campos hidrográficos sobre la plataforma continental. La fuerza máxima del viento hacia el ecuador fué de 8 m/seg, lo cual corresponde a un esfuerzo superficial de 1.2 dinas/cm .

Las temperaturas superficiales y los cambios observados en el campo de densidad sobre la plataforma continental mostraron un "sesgo" respecto al viento de alrededor de tres días.

Los movimientos más pronunciados de las isopícnas apareció dentro de una distancia de 15-20 km de la costa y se encontraron velocidades verticales de 2×10 cm/seg a 9×10 cm/seg.

El sesgo de tres días que le tomó al océano responder al viento, parece ser grande en comparación a otras regiones de surgencias, donde escalas de tiempo de un día han sido observadas (Huyer, 1976). Del modelo de dos capas (transiente-simple) de Yoshida (1955), derivan expresiones para el tiempo necesario para que la interfase de densidad horizontal inicial alcance la superficie en presencia de viento. Sustituyendo valores representativos de Punta Colonet en su fórmula, se obtienen escalas de tiempo de 27 horas menos que las observadas.

En contraste a los tiempos de respuesta largos, la transformación de condiciones estratificadas a condiciones de mezcla uniforme fué rápida, pudiéndose deber a efectos combinados viento-turbulencia que contribuyeron al rompimiento de las condiciones de estratificación.

Indudablemente el estudio en Punta Colonet constituye una primera vista de las surgencias que se presentan en Baja California.

Se encontró que la variación en la componente del viento a lo largo de la costa, excitó una respuesta en los campos hidrográficos.

El ancho efectivo de la zona de surgencia y las velocidades verticales deducidas, estuvieron de acuerdo con las predicciones teóricas simples y las observaciones en otras regiones, aunque la respuesta en tiempo fué más larga.

El prominente cabo de Colonet fué un instrumento en producir una pluma superficial de agua fría corriente abajo, pero a 20 m de profundidad su efecto es indetectable.

Bibliografía

- Barton, E. D. y M. L. Argote. 1980. Hydrographic variability in an upwelling area off Northern Baja California in June 1976. Jour. of Marine Research. Vol. XXXIV. No. 4, pp:631-649.

Estudio de Corriente Litoral Frente a la Costa NE de
Baja California y su Relación con
Distribución de Contaminantes

1. Introducción

El grupo de circulación costera del CICESE, en apoyo al grupo de contaminación marina, recientemente (1985) inició un proyecto de investigación que plantea estudiar la corriente costera en la región comprendida entre Rosarito y Playas de Tijuana, B.C., al NE de México.

El interés por realizar este proyecto surgió de dos hechos importantes:

- La región costera está densamente poblada a ambos lados de la frontera México-Estados Unidos y la eliminación de aguas negras es al mar. Esto, aunado a creciente desarrollo industrial y turístico en la región de Tijuana, ocasiona una descarga de contaminantes mayor de 4000 m /día en esta zona (cifra registrada en 1981, com. pers. Luis Gustavo Alvarez), equivalente aproximadamente a la centésima parte de la descarga total en el mar, entre la ciudad de Los Angeles, Calif. y Tijuana.

- Por otro lado, la zona de estudio se localiza en la parte Sur de la región conocida oceanográficamente como "Southern California Bight", donde se ha detectado flujo paralelo a la costa en direcciones alternantes durante el año (N-S) y presencia de vórtices en las corrientes, lo cual podría estar afectando las aguas costeras del lado mexicano sin que hasta hoy se haya documentado esta posibilidad.

Este proyecto tiene como objetivo principal, conocer la forma en que el agua se desplaza y se mezcla para poder determinar los mecanismos de transporte y dispersión del mar en la región de estudio, como factor determinante en la distribución de desechos contaminantes, introducidos en el mar, en la región de la frontera México-EEUU.

2. Fase Experimental.

El campo de corriente superficial se estudia en dos escalas espaciales: pequeña escala, de 0 a 10 km de la línea de costa y a mesoescala, de 0 a 50 km de la costa. Además se utilizan los dos métodos: Euleriano y Lagrangiano.

2.1. Corrientes Eulerianas.

Mediante experimentos a pequeña escala con la instalación de dos corrientímetros autónomos (Endeco), obteniéndose registros en forma continua de rapidez y dirección de la corriente así como variaciones de temperatura y salinidad. Con ésto, se cubre mediciones entre experimentos Lagrangianos intentándose establecer períodos de medición en futuros experimentos.

2.2. Corrientes Lagrangeanas.

2.2.1. Experimentos a pequeña escala. Consiste en determinar las trayectorias y velocidades de la corriente costera mediante 10 ó 15 boyas reflectoras (cruces de deriva) localizadas mediante equipo de radar instalado en la costa. El registro de estos datos se hace mediante fotografía de pantalla de radar, a intervalos de 15 minutos.

2.2.2 Experimentos a mesoescala. Dado el alto costo de embarcación para la recuperación de las boyas, se usan cuatro radioboyas desechables construídas en CICESE. La localización de éstas se hace por radiogoniometría con ayuda de dos radiogoniómetros instalados en la costa, tomando en cuenta el error de localización.

La dirección y magnitud del viento es registrada en forma simultánea, en la embarcación y en la costa mediante una torre meteorológica localizada adjunto a la estación móvil de radar.

En la figura 6.7, se esquematiza tanto el area de estudio como la localización de los aparatos necesarios para el registro de corrientes superficiales. Adjunto a las estaciones de radar, se encuentra la torre meteorológica y en dos de ellas, los radiogoniómetros.

Partiendo de los resultados que se obtengan, se pretende utilizar un modelo teórico para la circulación costera inducida por el viento y un modelo para predecir transporte y difución de un contaminante en base a trayectoria y dispersión relativa de las boyas y con esto, proponer criterios sobre sitios de descarga y diluciones de contaminantes, así como establecer épocas favorables y/o desfavorables para la dispersión efectiva de los contaminantes arrojados al mar.

Por ultimo, se espera obtener las bases necesarias para establecer el flujo de contaminantes en el mar a través de la frontera con EEUU.

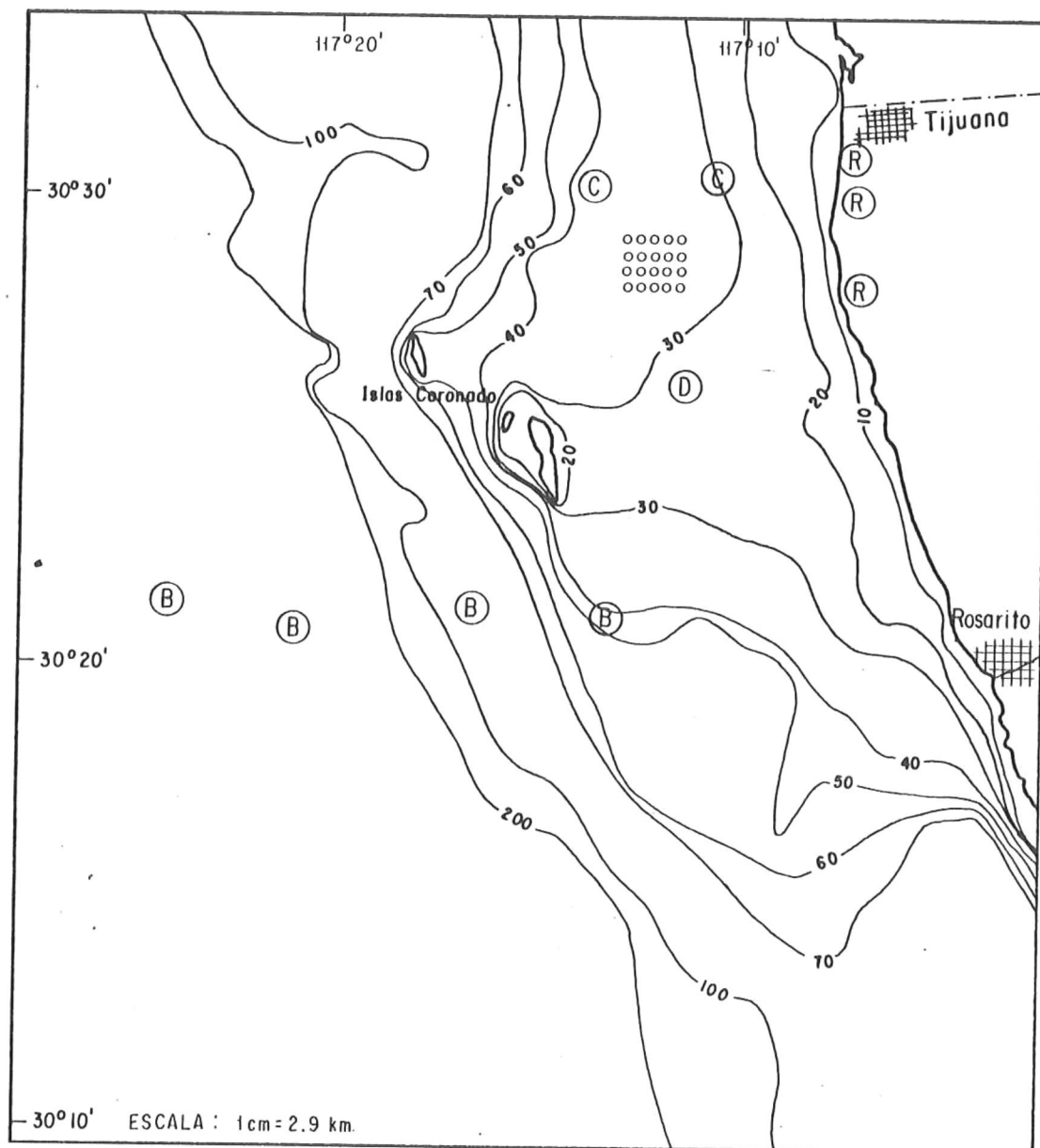


Figura 6.7. Localización del área de estudio en donde se muestra el lugar de liberación de las boyas.

Bibliografía

Alvarez, L.G. 1984. Estudio de corriente litoral frente a la costa NE de Baja California y su relación con distribución de contaminantes. Proyecto Conacyt. Documento Interno CICESE.

Teoría Dinámica
Teoría del Equilibrio

Como es evidente, la presencia de abultamientos de marea implica el movimiento de grandes masas de agua. Estas masas a su vez, implican efectos de inercia si intervienen aceleraciones, y como es natural, en La Tierra que gira, con cuerpos generadores de mareas, que también se mueven en trayectorias complicadas, tienen que existir toda clase de aceleraciones en las aguas oceánicas.

Ahora bien, el concepto de masa, es intrincado, no obstante se puede decir que un cuerpo tiene masa (masa gravitatoria) si tiene peso, es decir, si actúa sobre él una fuerza cuando está en un campo gravitatorio. También se puede decir que el cuerpo tiene masa (masa de inercia) si se requiere una fuerza para acelerarlo o retardarlo, es decir, si presenta inercia.

Concepto de onda de marea.

El matemático Laplace, en lugar de hablar de abultamientos de agua, habló de ondas de marea. Las ondas son producidas por los componentes rítmicos horizontales de las fuerzas de gravitación y tienen el mismo período que estas fuerzas. El problema de las mareas es, por lo tanto, un problema de movimiento de un fluido. Este movimiento es modificado, por supuesto, por el tamaño y forma de las cuencas oceánicas, por su profundidad, por la fricción y por efectos como la fuerza de Coriolis, originados por la rotación de La Tierra.

Noción general de onda.

Qué es una onda? La figura 6.8. muestra una onda transversal, tal como se produce en una cuerda tensa al mover uno de los extremos hacia arriba y hacia abajo en forma regular.

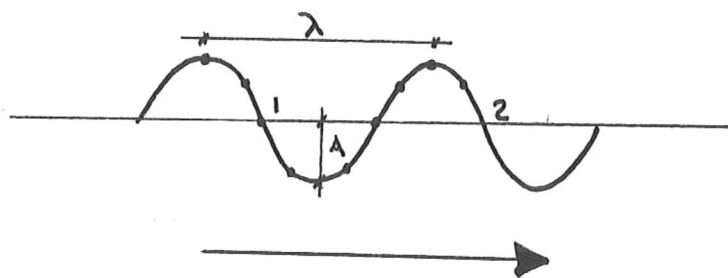


Figura 6.8. Dirección en que se propaga la onda.

El desplazamiento de un punto cualquiera sobre la cuerda en su distancia vertical desde la línea central, se llama amplitud al valor máximo del desplazamiento. Se ve que la forma de la onda se repite a una distancia, la longitud de onda. En otras palabras, la longitud de onda es la distancia de un punto de la onda a otro con la misma fase. Entre estos dos puntos hay una "onda completa" (desde el punto 1 hasta el punto 2 de la figura 6.8).

El término fase, describe lo que hace una partícula de la cuerda si dos péndulos del mismo período oscilan en la misma dirección, al mismo tiempo, se dice que están en fase. Si parten juntos pero oscilan en direcciones opuestas se dice que están fuera de fase.

La onda entera se propaga con una velocidad v . Una onda de esta clase se llama onda progresiva. El número de ondas completas que pasan por un lugar determinado por segundo es la frecuencia de la onda. El tiempo que tarda en pasar una onda completa es el período T .

De acuerdo con la definición de estas cantidades, es evidente que $f = 1/T$ y también que $v = \lambda f$.

Usando como ejemplo una cuerda fija por un extremo y agitando el otro extremo (fig. 6.9), la cuerda sube y baja sin que las ondas parezcan desplazarse hacia uno u otro lado. Estas ondas se llaman estacionarias. La onda es reflejada en el extremo fijo y en la cuerda hay entonces dos ondas de la misma frecuencia y amplitud, que se desplazan en direcciones opuestas. Hay ciertos lugares llamados nodos, donde se produce poco o ningun movimiento.

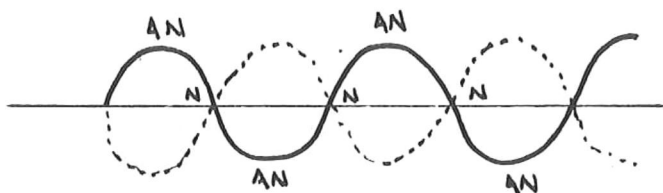


Figura 6.9. Diagrama de una onda estacionaria.

Efectos Geostroficos.

Se debe encarar el hecho de que un fluido que se mueve en cualquier dirección sobre la superficie de una esfera en rotación, está sujeto a aceleraciones y en consecuencia, a fuerzas que lo hacen desviarse del camino recto. Los geofísicos llaman a estos fenómenos "efecto geostrofico".

Si se observa una sección transversal de La Tierra (fig. 6.10), la línea de longitud r_1 , es perpendicular al eje terrestre e intercepta la superficie de la Tierra en el punto p_1 . Mientras La Tierra efectúa una revolución sobre su eje, el punto p_1 describe una circunferencia $2\pi r_1$. Más hacia el Sur, el punto p_2 recorre en el mismo tiempo una distancia mayor $2\pi r_2$. La rotación de La Tierra, tiene lugar de Oeste a Este, de modo que la velocidad de v_2 de p_2 hacia el Este es mayor que la velocidad v_1 de p_1 , a este fenómeno se le conoce como "efecto geostrofico".

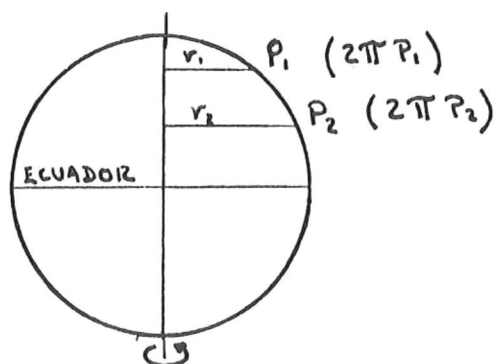


Figura 6.10. Sección transversal de La Tierra.

Bibliografía

Clancy, E. P. 1969. Las Mareas. Ed. Universitaria de Buenos Aires. Cap. IV, pp:73-92.

Observaciones Lagrangeanas de Corrientes Superficiales
en el Canal de Ballenas

Un grupo de radio-boyas en superficie y a 50 m. rastreadas en la parte Norte del canal de Ballenas, Golfo de California, en junio de 1982, muestra corrientes dominadas por oscilaciones longitudinales sobre las cuales se superponen vórtices de menor escala. Los desplazamientos y velocidades máximas registradas son de O(15Km, 3m/seg) en la dirección longitudinal del canal y de O(5Km, 0.5m/seg) en la dirección transversal, respectivamente.

La velocidad media fué generalmente hacia el Sureste a lo largo del canal y aproximadamente dos órdenes de magnitud menor que las velocidades instantóneas máximas observadas.

Los giros turbulentos se observaron carentes de sentido preferente de rotación y con escalas típicas comparables a la de los desplazamientos transversales al canal.

En apariencia, dichos giros atraparon a las boyas después de que éstas se desplazaron hacia el Sureste por algunas horas. Esto sugiere una variación espacial del flujo, asociada posiblemente con la configuración irregular de la costa y del fondo del canal.

El análisis espectral de la excursión de las boyas con respecto a su posición media, indica una relación probable con la marea semidiurna y, en superficie, con los vientos fuertes provenientes de los pasos de las montañas de Baja California, los cuales presentaron así mismo una marcada estructura espacial.

Las condiciones atmosféricas locales y logísticas no permitieron efectuar observaciones más prolongadas y precisas, por lo que es difícil concluir sobre la dinámica de la corriente en canal de Ballenas.

El principal interés de los resultados de este trabajo, reside en que representan las primeras observaciones directas de la circulación dentro del canal.

Bibliografía

- Alvarez, L.G., A. Badan-Dangon y J.M. Robles. 1984.
Lagrangian observations of near-surface currents in
Canal de Ballenas. CalCOFI Reports, XXV: 35-42.

Sección de Procesos Litorales de CICESE

dirigida por Cuauhtémoc Nava

De la medición de perfiles, puede resultar una herramienta útil en la calibración de modelos numéricos para la evaluación de cambios en la línea de costa, junto con las características del oleaje local, razones de transporte y corrientes en la zona litoral.

El grupo de Procesos Litorales de CICESE, actualmente está desarrollando un proyecto de investigación a largo plazo para predecir cambios en la línea de costa de la Bahía de Todos Santos, ajustando un modelo numérico a los datos de perfiles obtenidos mensualmente durante el año de 1984 para la playa del Estero de Punta Banda, en la parte sur de la Bahía. Además, por razones técnicas, no se llevaron a cabo registros de oleaje simultáneos a los perfiles. Así que actualmente solo se está trabajando con perfiles de playa en un arreglo de 32 estaciones distribuidas a lo largo de la barra del Estero de Punta Banda (fig. 6.11), con los cuales se está tratando de obtener una relación de los cambios estacionales además de las razones de transporte paralelo a la costa para poder evaluar posibles zonas de erosión o depositación.

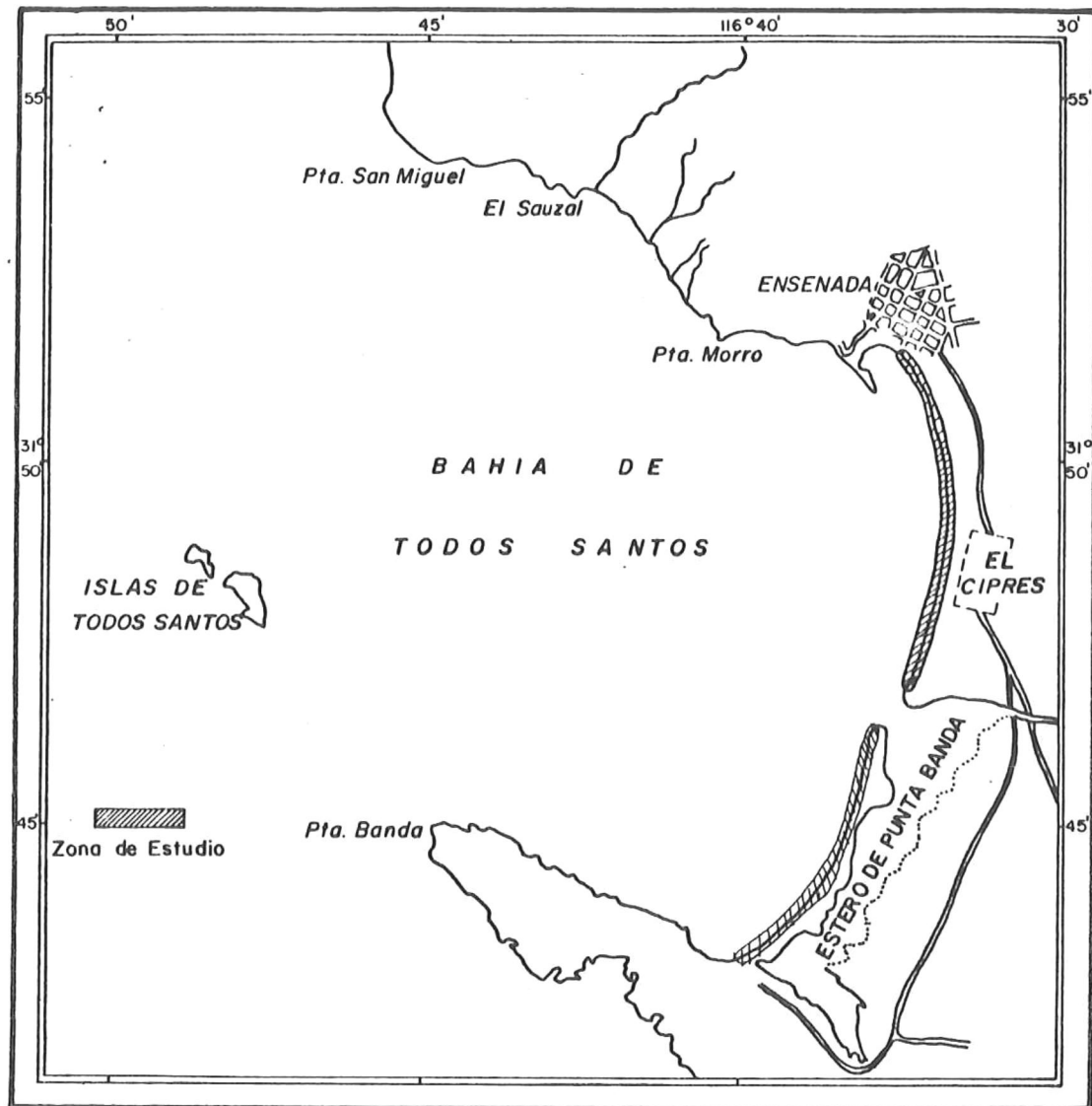


Figura 6. 11. Estero de Punta Banda.

Para obtener mayor precisión en las posibles predicciones de los cambios, se pretende utilizar los datos de perfiles obtenidos a la fecha para calibrar un modelo numérico (Le Mahute, 1980), así mismo, se plantea un análisis de las características generales de oleaje por medio de un arreglo de sensores de presión para aguas profundas y aguas someras, que permita determinar ángulos de incidencia y energía del oleaje para poder estimar razones de transporte de sedimento y ajustar el modelo para predecir cambios en la línea de costa.

Una justificación a este trabajo es que la predicción de cambios en la línea de costa, puede proporcionar información o bases para establecer zonas críticas de erosión o depositación y así poder planificar obras de protección y/o recreación.

Además que este modelo toma en cuenta características de oleaje, sería posible simular condiciones de tormenta para estimar la influencia de este tipo de fenómenos sobre la línea de costa.