

Universidad Autónoma de Baja California
Facultad de Ciencias Marinas



DETERMINACIÓN DE LAS CONDICIONES DEL OLEAJE
EN LÍNEAS DE COSTA ROCOSAS ANTIGÜAS



Tesis de Licenciatura
que para obtener el título de

OCEANÓLOGO

presenta:

Gabriel Alejandro López Morteo

Ensenada, B.C., agosto de 1993

RESUMEN

Empleando el modelo teórico para el inicio del movimiento de gravas bajo un flujo unidireccional desarrollado por Komar y Li (1988) y la teoría lineal del oleaje de Airy, se obtuvieron las alturas del oleaje H que formaron a los depósitos conglomeráticos de costas rocosas que afloran en tres localidades de la costa occidental del estado de Baja California: 1).- Las Minas: representada por depósitos de tormenta de la Fm. Rosario del Cretácico superior, cuyo valor más alto de H fue de 2.9 metros presentando además variaciones de H por efecto de la paleotopografía, la paleoenergía del medio y un cambio de facies; 2).- El Consuelo: compuesta por depósitos de tormenta de la Fm. Cantil Costero del Plioceno superior con un valor máximo de H de 0.95 metros, siendo relativamente semejantes los valores de H en toda la columna estratigráfica y; 3).- Punta Baja: compuesta por dos niveles de afloramientos pertenecientes al Pleistoceno superior con valores máximos de H de 1.1 metros en el afloramiento inferior y 0.67 metros para el afloramiento superior. En términos generales el modelo es confiable y aplicable aún considerando las variaciones en las características de cada uno de los depósitos conglomeráticos estudiados, siempre y cuando la relación entre el tamaño de la partícula y el tamaño promedio de las partículas del lecho D_b/D_{50} no sea mayor a 30.

**DETERMINACIÓN DE LAS CONDICIONES DEL OLEAJE EN
LÍNEAS DE COSTA ROCOSAS ANTIGUAS**

TESIS QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

OCEANÓLOGO


PRESENTA

GABRIEL ALEJANDRO LÓPEZ MORTEO

APROBADA POR:


M.C. JORGE LEDESMA VÁZQUEZ
Presidente del Jurado


M.C. ROMAN LIZARRAGA ARCINIEGA
Sinodal Propietario


Oc. RIGOBERTO GUARDADO FRANCE
Sinodal Propietario

Ensenada B.C., a 29 de julio de 1993.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco sinceramente al maestro Jorge Ledesma Vázquez por todas las facilidades, sugerencias y comentarios que me brindó a lo largo de este trabajo sin los cuales no hubiera podido llevarlo a buen término.

A los maestros Román Lizarraga Arciniega y Rigoberto Guardado France por sus comentarios los cuales enriquecieron considerablemente esta tesis.

A los maestros del área de Geología quienes me hicieron sentir "como en mi casa" durante toda la carrera y particularmente en estos últimos meses.

Al Dr. John Minch por el apoyo económico recibido, siendo para mi un honor el que me haya apoyado.

A Don Román por toda su ayuda y amistad durante las salidas al campo, así como a Sonia y a Luis por su asistencia durante las mediciones en el campo.

A todos mis maestros y compañeros de esta hermosa Facultad por todos estos años de aprendizaje.

Al proyecto U.A.B.C. 4026 LÍNEAS DE COSTA ROCOSAS EN BAJA CALIFORNIA en donde se desarrolló esta tesis.

DEDICATORIA

A mis padres:

Victor Manuel y Gloria a quienes amo y respeto con toda la fuerza que un hijo siente por quienes le dieron la vida y le enseñaron a vivirla.

A mis hermanos:

Victor Manuel, Juan Antonio, Gloria, Emmanuel y Marlen quienes cada cual a su manera y cada quien a su modo, me dieron el ejemplo de que se puede lograr lo que se desee a pesar de las adversidades.

A mis sobrinos:

Victor Miguel, Marco Octavio, Ana Carolina y Cristina que con sus pequeños rostros iluminan el camino de todos nosotros.

A mis amigos:

Difícil es nombrarlos a todos pero siempre los tengo y los tendré presentes.

A Mariana:

Por compartir tu vida conmigo.

ÍNDICE

RESUMEN.....	i
APROBACIÓN.....	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iii
DEDICATORIA.....	iv
ÍNDICE.....	v
LISTA DE FIGURAS.....	vi
LISTA DE TABLAS.....	vii
INTRODUCCIÓN.....	1
OBJETIVO.....	4
DESCRIPCIÓN DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO.....	4
METODOLOGÍA.....	11
RESULTADOS.....	21
Las Minas.....	21
El Consuelo.....	23
Punta Baja.....	23
DISCUSIONES.....	25
Las Minas.....	32
El Consuelo.....	34
Punta Baja.....	36
CONCLUSIONES.....	39
REFERENCIAS.....	40
ANEXO.....	I

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Diagrama de fuerzas que actúan sobre una partícula bajo un flujo. Tomado de Komar y Li, 1988.	3
Figura 2. Localización de las áreas de estudio.....	6
Figura 3. Columna estratigráfica de Las Minas Sur.....	8
Figura 4. Sección estratigráfica de Las Minas Norte. Modificado de Lescinsky et. al. (1991).....	10
Figura 5. Columna estratigráfica de El Consuelo.....	12
Figura 6. Columna estratigráfica de Punta Baja Inferior.....	14
Figura 7. Columna estratigráfica de Punta Baja Superior.....	16
Figura 8. Variación de los principales parámetros de todos los niveles muestreados.....	26
Figura 9. Modelo para el inicio del movimiento de gravas bajo un flujo (Komar y Li, 1988). Se muestran también las mediciones de Hammond et. al. (1984) y este trabajo. Evaluado para clastos elípticos sin imbricación ($e = 36^\circ$ y $f = 0.2$).....	27
Figura 10. Comportamiento del modelo cuando $Db/D50$ es mayor a 30.....	28
Figura 11. Comportamiento del modelo cuando ξ varia de 2 a 4.....	29

LISTA DE TABLAS

Tabla I. Relación de muestras de todas las localidades.....	20
Tabla IIa. Valores de los parámetros físicos y altura del oleaje del afloramiento: Las Minas Sur.....	22
Tabla IIb. Valores de los parámetros físicos y altura del oleaje del afloramiento: Las Minas Norte.....	22
Tabla III. Valores de los parámetros físicos y altura del oleaje del afloramiento: El Consuelo	23
Tabla IV. Valores de los parámetros físicos y altura del oleaje del afloramiento: Punta Baja Inferior.....	24
Tabla IVb. Parámetros físicos y altura del oleaje del afloramiento: Punta Baja Superior.....	25
Tabla V. Parámetros físicos más importantes de todos los niveles muestreados.....	26

INTRODUCCIÓN

Recientemente se ha incrementado el interés acerca de las condiciones ambientales que originaron a los depósitos sedimentarios y comunidades fósiles pertenecientes a líneas de costa rocosas antiguas que afloran en la actualidad (Johnson, 1992). En este sentido se han elaborado estudios enfocados principalmente a la paleoecología, involucrando secundariamente a las características del sustrato (Tellez Duarte, 1983; Zizumbo, 1987; Wilson, 1987), la historia sedimentaria y energía del medio (Watkins, 1990; Lescinsky et. al., 1991; Johnson y Ledesma Vázquez, 1993).

En lo que concierne específicamente a la sedimentología de este tipo de ambientes, existen muy pocos estudios que involucren a la dinámica del transporte de sedimentos de una manera cuantitativa más que descriptiva, p.e. Dott, 1974; Miller y Orr, 1988; Decker, 1988. Estos autores coinciden en que las costas de sustrato duro se encuentran expuestas de una manera continua a niveles altos de energía del oleaje, el cual es uno de los principales agentes de transporte de sedimentos en el medio marino.

La gran mayoría de los estudios acerca del transporte de sedimentos se basan en partículas de tamaño arenas (Eagleson y Dean, 1959; Harms, 1969; Komar y Miller, 1974, Li y Komar, 1992; entre otros) dejando a un lado al importante intervalo de tamaños que comprende a las guijas, guijarros y cantos. Debido a que los depósitos sedimentarios pertenecientes a facies de costas rocosas están compuestos principalmente por conglomerados marinos, coquinas y secuencias de areniscas, resalta la importancia de estudiar la dinámica del transporte de sedimentos en éstas facies tan ampliamente distribuidas en el registro geológico (Johnson, 1988; Johnson, 1992).

Los análisis teóricos y experimentales del inicio del movimiento de partículas esféricas inducido por oleaje, indican que éste está en función del coeficiente de

resistividad de la partícula, que a su vez depende de: el diámetro de la misma, el peso de la partícula, la diferencia de densidades entre el sedimento y el fluido, la velocidad de transporte de masa del flujo cerca del fondo (Eagleson y Dean, 1959), el esfuerzo cortante τ (Komar, 1976), y del factor de fricción de la ola que está en función del número de Reynolds $*Re$ (Jonsson, 1966).

Hammond et. al. (1984) realizaron mediciones del movimiento de gravas finas ($\bar{D} = 1.7$ cm.) en un canal de mareas, encontrando que la velocidad de cizalla crítica U_{*c} para el inicio del movimiento de las gravas es proporcional a $D^{0.2}$ (D es el diámetro esférico equivalente) e indican que el valor de U_{*c} depende también del grado de exposición de la partícula aunque no lo incluyen en su formulación.

En un análisis acerca de la entrada selectiva de gravas en una corriente, Li y Komar (1986) retoman conceptos tales como el ángulo geométrico de pivoteo Φ (figura 1), la diferenciación por la forma y tamaño, así como la imbricación del depósito (Komar y Li, 1986) demarcando la influencia de éstos en el inicio del movimiento..

La figura 1 muestra el diagrama de fuerzas que ejerce un flujo sobre una partícula. En ella puede observarse la relación que existe entre la fuerza de arrastre F_d y la fuerza de levantamiento F_L que sufre la partícula. Si se comparan las componentes de estas fuerzas (l_1 y l_2) se observa una diferencia entre sus magnitudes siendo mayor F_L aunque no es la más efectiva. La forma como actúa el flujo sobre la partícula está definida por el perfil de velocidades, el cual es diferente en cada nivel del grano de sedimento. Para que se inicie el movimiento, el flujo debe de ser capaz de vencer tanto la resistencia de la partícula sedimentaria como la resistencia que oponen las partículas del lecho en contacto con la misma. Esta resistencia está en función del grado de exposición de la partícula y del ángulo geométrico de pivoteo Φ (definido por el vector de la gravedad y el que va del centro de la partícula al punto de contacto P entre ella y

las partículas del lecho) los cuales mantienen una dependencia directa con la razón D_p/D_{50} que es la relación entre el tamaño de la partícula y el tamaño promedio de las partículas del lecho.

Estas concepciones teóricas son una aportación importante ya que no se "aisla" de su entorno a la partícula y a sus características, sino que son tomadas en cuenta para la evaluación del inicio del transporte de sedimentos que caen en éste importante intervalo de tamaños.

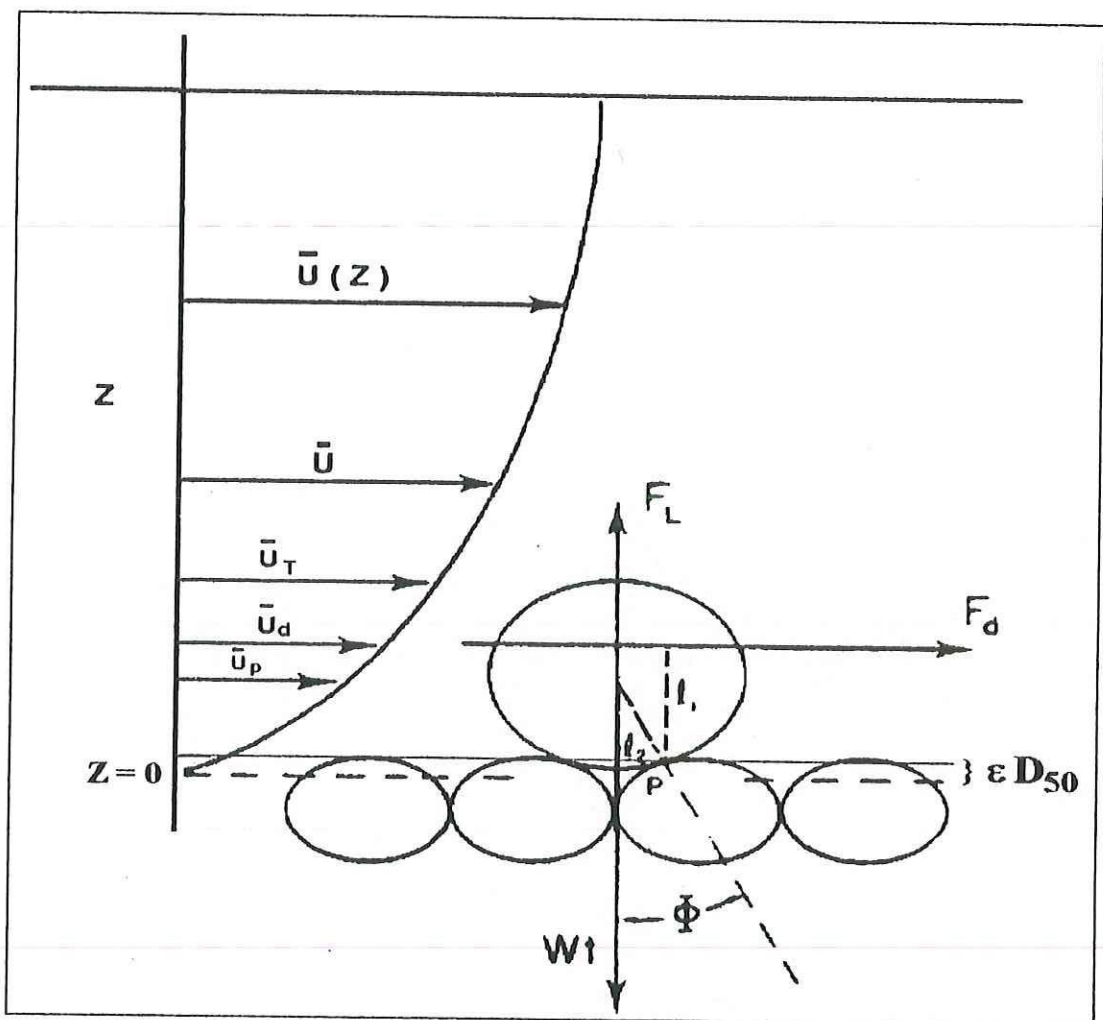


Figura 1. Diagrama de fuerzas que actúan sobre una partícula bajo un flujo. Tomado de Komar y Li, 1988.

Debido a que se involucra a las propiedades del flujo en estos modelos es posible obtener a partir de las características de un depósito, los parámetros del oleaje que se ajusten a estas propiedades. Estos parámetros pueden ser: la velocidad horizontal máxima en el fondo U_m , el periodo de la ola T , la longitud de onda λ y la altura de la ola H . Este último de gran interés si se obtiene a partir de las características encontradas en depósitos antiguos. Las implicaciones paleoambientales y paleoecológicas son evidentes ya que al conocer la altura del oleaje que formó a este tipo de depósitos, se vislumbra la oportunidad de realizar interpretaciones más detalladas acerca de la evolución de las costas rocosas antiguas.

OBJETIVO

- Desarrollar una metodología que permita obtener una aproximación de la altura mínima del oleaje bajo el cual se formaron los depósitos sedimentarios de conglomerados marinos en las localidades: Las Minas, El Consuelo y Punta Baja en el estado de Baja California, México.

DESCRIPCIÓN DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO

Los depósitos que se estudiaron en el presente trabajo afloran en tres localidades (figura 2):

- (a) Localidad: **Las Minas**. Se encuentra aproximadamente a 10 kilómetros al norte del ejido Eréndira, entre Punta Cabras y Punta San Isidro en los $30^{\circ}19' N$ y los $116^{\circ}24' W$. Se seleccionaron dos afloramientos costeros pertenecientes a la Fm. Rosario denominados como Las Minas Sur y Las Minas Norte.

La columna estratigráfica de Las Minas Sur (figura 3) esta compuesta por estratos de conglomerados marinos polimícticos con arenisca calcárea intersticial; areniscas conglomeráticas y coquinas con fragmentos de rudistas; en general los estratos son masivos. En toda la sección estratigráfica se observan secuencias de estratos graduados que van de un conglomerado basal a areniscas conglomeráticas (niveles 1, 2 y 3). Presentan abundante pedacería angulosa de organismos fósiles marinos sin evidencias de retrabajo.

Estas características del depósito parecen indicar una alta tasa de depositación durante un tiempo relativamente corto debida a varios eventos de tormenta probablemente del tipo distal, dando origen a secuencias de tempestitas amalgamadas. De acuerdo con la evidencia fósil en el área, la facies de costa rocosa representada por estos estratos es submareal somera (Lescinsky et. al., 1991).

El depósito de Las Minas Norte (figura 4) esta constituido por conglomerados oligomícticos marinos con arenisca intersticial en la base y calizas de grano grueso en el resto de la columna representando facies de costa rocosa de intermareal a submareal somero (Lescinsky, et. al., op.cit.). La columna estratigráfica muestra un evento transgresivo con un medio de alta energía indicado por la frecuencia de conglomerados y las calizas de grano grueso con clastos andesíticos embebidos.

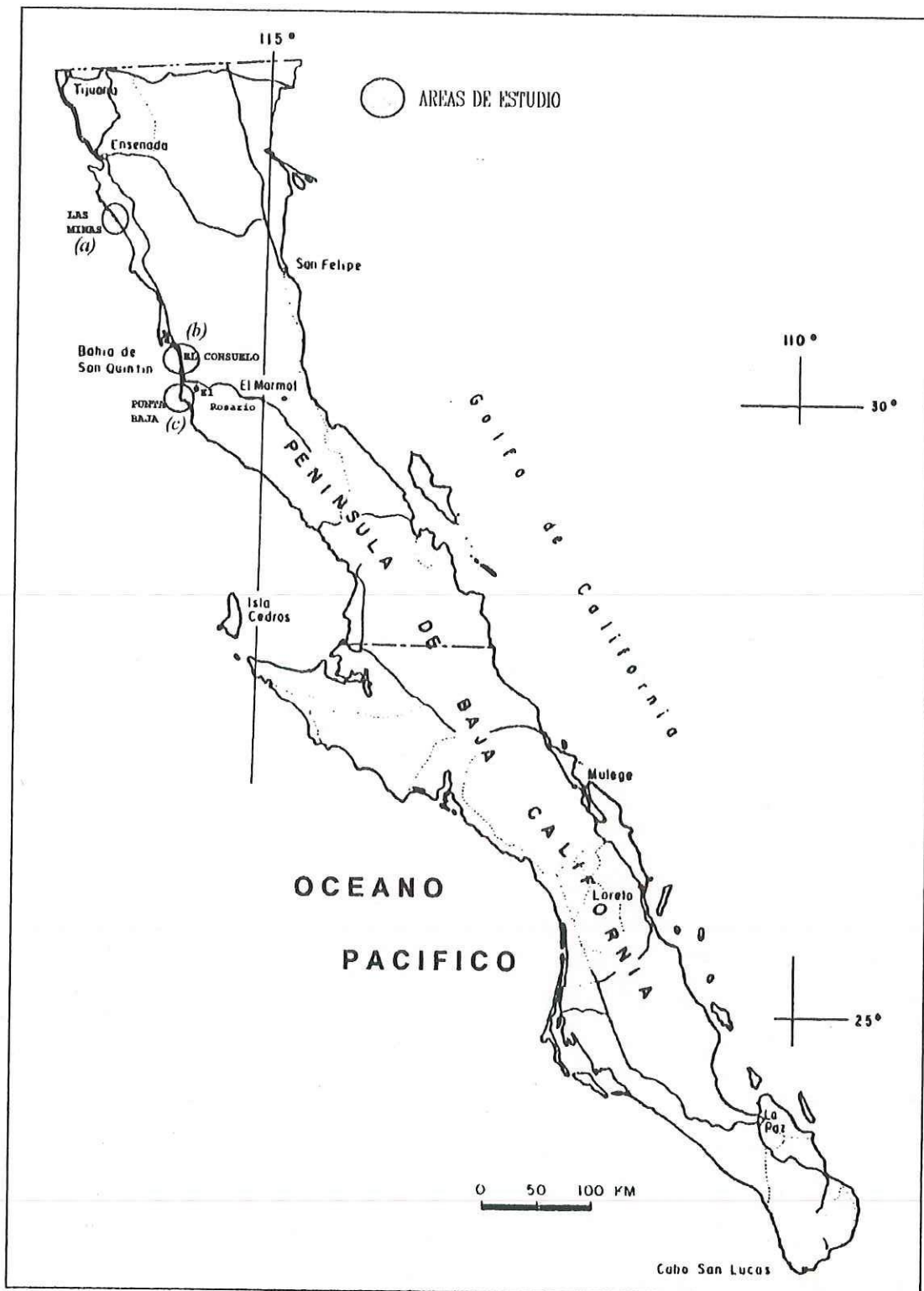


Figura 2. Localización de las áreas de estudio

- (b) Localidad: **El Consuelo**. Esta localidad abarca a los kilómetros 35 al 41 de la carretera San Quintín - El Rosario, B.C., entre los $30^{\circ}10.0'-30^{\circ}13.7'$ N y los $115^{\circ}47.3'$ W. En este lugar la costa rocosa está representada por estratos de conglomerados polimícticos con arenisca intersticial; areniscas calcáreas con estratificación cruzada y laminar y coquinas con fragmentos angulosos de organismos. Pertenecen a la Fm. Cantil Costero del Plioceno superior (Johnson y Ledesma Vázquez, 1993) y afloran a 84 metros sobre el nivel del mar suprayaciendo en discordancia paralela sobre limolita de la Fm. Rosario. La mayoría de los estratos presentan graduación normal. En general se interpreta al depósito conglomerático como perteneciente a una facie submareal somera, y a la arenisca del techo como un depósito de playa (Johnson y Ledesma Vázquez, 1993).

En el contacto entre el Cretácico y el Plioceno se encuentran fósiles de *Penitella penita* y pequeños canales producidos por la acción de las mareas que no se continúan verticalmente indicando una plataforma de abrasión de una costa progradante (Ledesma Vázquez y Johnson, en prensa) con una alta tasa de sedimentación. En el nivel base algunos clastos muestran orientación preferencial de $N 70^{\circ} W$ a $N 50^{\circ} E$.

- (c) Localidad: **Punta Baja**. Localizada aproximadamente a 250 kilómetros al sur de la ciudad de Ensenada, B.C., y aproximadamente a 20 kilómetros al sur del poblado El Rosario. Entre los $29^{\circ}57.3'-29^{\circ}58'$ N y los $115^{\circ}48.2'-115^{\circ}48.6'$ W. En esta localidad se escogieron dos afloramientos: Punta Baja Inferior (figura 6) y Punta Baja Superior (figura 7), esta última aflora a 42 metros sobre el nivel del mar.

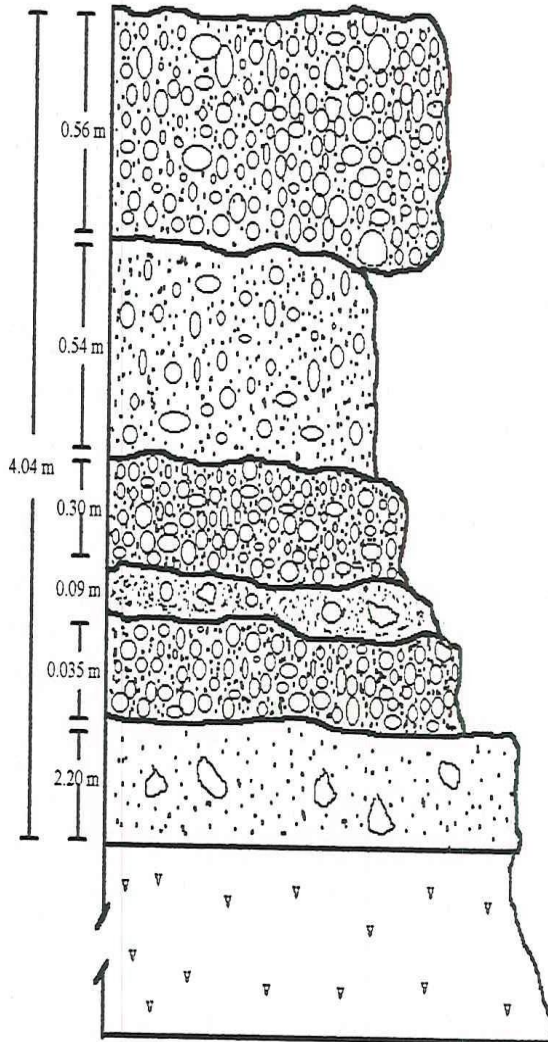


Figura 3. Columna estratigráfica de Las Minas Sur

Fm. ROSARIO, CRETÁCICO SUPERIOR

NIVEL 4. Conglomerado polimíctico graduado normalmente con arenisca intersticial de grano grueso (1.35ϕ) pobremente clasificada, color café pardo. Restos angulosos de fósiles.

NIVEL 3. Arenisca calcárea de tamaño medio (2.1ϕ) pobremente clasificada, color café pardo, presenta clastos de tamaño mediano (paraconglomerado). Fragmentos de organismos fósiles.

NIVEL 2. Conglomerado polimíctico masivo, arenisca intersticial de grano grueso (-0.017ϕ) pobremente clasificada, color café pardo. Fragmentos de fósiles rudistas.

NIVEL 1. Arenisca de grano medio (2.24ϕ) pobremente clasificada, color café pardo, algunos clastos grandes soportados por la arena.

Coquina compuesta por restos angulosos de rudistas, no muestran retrabajo.

Arenisca conglomerática de color café claro con algunos clastos soportados por la arena.

DISCORDANCIA ANGULAR

Fm. ALISITOS, CRETÁCICO INFERIOR

Flujo de lava andesítico

Ambos afloramientos estaban considerados como pertenecientes a la Fm. Cantil Costero (Santillan y Barrera, 1930) pero resultados recientes de fechado absoluto por ^{14}C raceminización sitúan a estos estratos en el Pleistoceno superior (Ledesma-Vázquez, J. 1993 comunicación personal).

La columna estratigráfica del afloramiento Punta Baja Inferior (figura 6) muestra un evento transgresivo dentro del Pleistoceno y está compuesta por conglomerados marinos con arenisca intersticial; areniscas conglomeráticas fosilíferas y areniscas de grano fino. El nivel 1 está compuesto por numerosas secuencias de areniscas y ortoconglomerados con una inclinación de 6° , características que son típicas de un depósito de playa. La discordancia angular entre los niveles 1 y 2 representa un cambio de facies de un ambiente intermareal a un ambiente submareal somero. En el nivel 2 se encuentran representados al menos dos eventos de tormenta y en el nivel 3 al menos uno. En este nivel (3) se observan restos fósiles muy bien preservados de balanos, mejillón, abulón y almejas, los tres últimos con la parte cóncava de la concha hacia arriba indicando la ausencia de retrabajo por parte del oleaje o por corrientes (Brett y Baird, 1986).

El afloramiento superior se dividió en dos niveles (figura 7). El nivel 1 formado por arenisca limosa con algunos clastos grandes suprayaciendo en discordancia angular a la Fm. Bocana Roja del Cretácico superior. El nivel 2 muestra un depósito de tormenta delimitado por el conglomerado basal y la graduación normal del estrato.

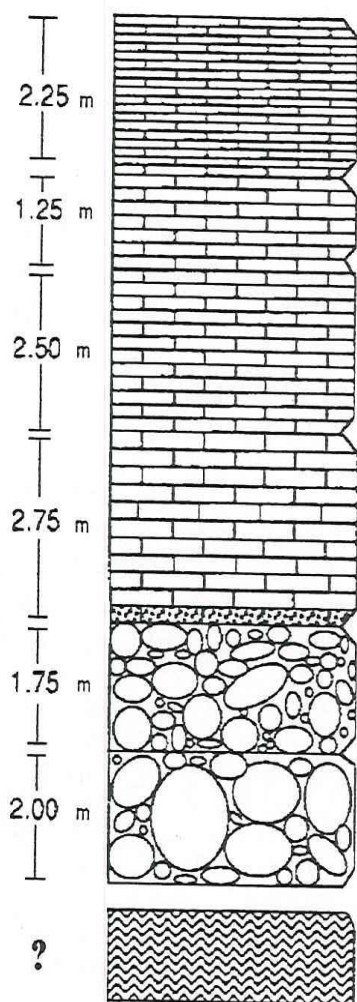


Figura 4. Sección estratigráfica de Las Minas Norte. Modificado de Lescinsky et. al. (1991).

Fm. ROSARIO, CRETÁCICO SUPERIOR

Caliza, naranja, graduada normal, arena carbonatada de granos finos a gruesos ($2.5-0.0 \phi$), algunos clastos finos, fósiles transportados.

Arenisca carbonatada de grano muy grueso ($0.0-0.5 \phi$).

Arenisca carbonatada de grano grueso ($1.0-0.0 \phi$), algunos clastos finos de andesitas (0.6030 cm.), fósiles transportados.

NIVEL 3. Caliza de arenisca carbonatada de grano grueso ($1.0-0.0 \phi$), algunos clastos finos y medios de andesita (más concentrados en los primeros 20 cm.), valvas de ostra desarticuladas con la parte cóncava hacia abajo.

NIVEL 2. Conglomerado de clastos medianos a grandes, clastos andesíticos (85 %) con arena carbonatada intersticial de grano medio (2.2ϕ) muy pobremente clasificada.

NIVEL 1. Conglomerado masivo de clastos grandes, arena carbonatada intersticial de grano medio (2.54ϕ) muy pobremente clasificada, con fósiles indicadores de costa rocosa en los clastos.

Fm. ALISITOS, CRETÁCICO INFERIOR

Flujo de lava andesítico.

En la base de este nivel se encuentran fósiles de *Tellina sp.* en posición de vida las cuales no se continúan hacia el techo del estrato evidenciando un rápido sepultamiento. La presencia de estos fósiles permitió ubicar al afloramiento dentro de una facie submareal somera.

METODOLOGÍA

De la visita a las localidades de estudio (figura 2) se definió la metodología a seguir:

- Trabajo de campo: consistió en el levantamiento de columnas estratigráficas de los afloramientos más representativos, anotando la composición del sedimento, tamaño de grano, color, grosor, presencia de estructuras primarias y fósiles y en particular, la geometría del depósito. En el caso de los conglomerados se procedió a medir las longitudes de los ejes principales de los clastos de mayor tamaño, el grado de redondez y la composición de los mismos. En el caso de presencia de matriz en los estratos se determinó el tamaño de grano.
- Se seleccionaron los clastos de mayor tamaño que mostraran retrabajo uniforme teniendo cuidado en registrar los niveles estratigráficos en los cuales se presentan para no mezclar las mediciones entre estratos.

La elección de los clastos de mayor tamaño obedece a que éstos se pueden utilizar como indicadores de *la capacidad mínima de transporte de las olas de mayor tamaño* que formaron el depósito. Se refiere a la capacidad mínima de transporte del oleaje ya que no sería válido relacionar a la altura de la ola obtenida a través de los sedimentos directamente con la máxima altura del oleaje en una localidad, ya que un

clasto de cierto tamaño y densidad puede ser incitado al movimiento tanto por el oleaje de máxima altura como por el oleaje de altura tal que sea la crítica para el inicio del movimiento del clasto pudiendo ocurrir que la segunda tuviera una altura mucho menor.

La elección de los clastos con evidencias de retrabajo uniforme obedece a que se asume que son los que pudieran ser movidos por el oleaje que arribaba a determinada localidad (Dott, 1974).

- Se utilizó como diámetro representativo del clasto al definido por la longitud del eje intermedio D_b ya que bajo la influencia del oleaje el eje intermedio define la cara del canto que presenta mayor resistencia al movimiento (Komar y Li, 1988).
- Para la obtención de la velocidad máxima en el fondo U_m se utilizó el modelo de Komar y Li (1988) ya que éste involucra a las fuerzas relacionadas con el movimiento del sedimento así como a las características del depósito. Cabe mencionar que los valores de los parámetros del modelo se tomaron del mismo trabajo a menos que se indique lo contrario. El modelo se muestra a continuación:

$$\theta_{tc} = \left[\frac{(4/3)\Omega}{(5.75 \log(30Z_p / \xi D_{50}))^2} \right] \cdot \left[\frac{\tan \Phi}{A + B(D_b / D_{ci}) \tan \Phi} \right] \quad 1$$

en donde:

θ_t es el parámetro adimensional de Shields para el inicio del transporte de sedimentos.

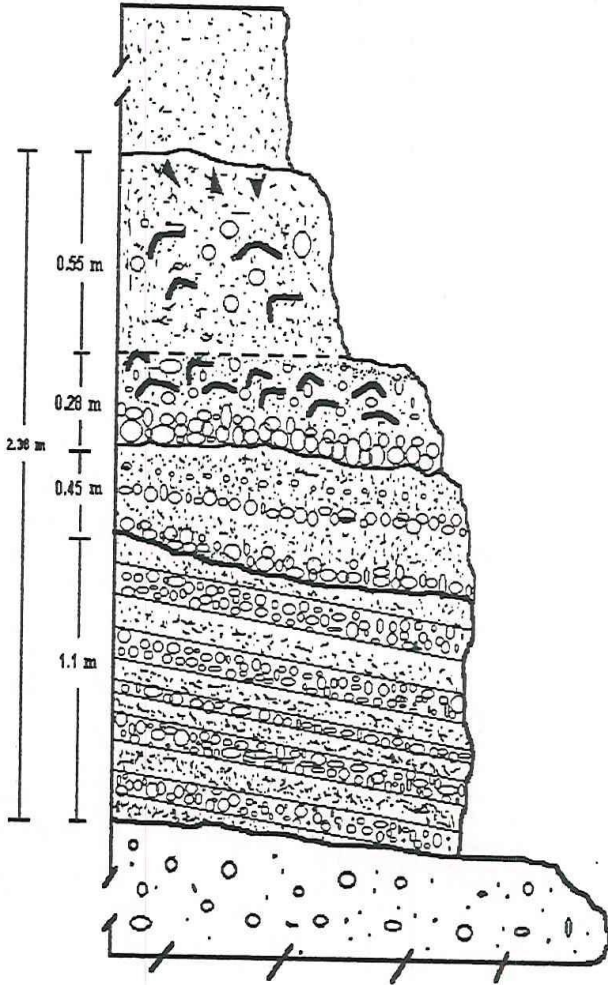


Figura 6. Columna estratigráfica de Punta Baja Inferior.

PLEISTOCENO SUPERIOR

Arenisca de grano fino color café claro, masiva.

NIVEL 3. Arenisca de grano grueso (1.39 ϕ) pobremente clasificada, café pardo, graduada. Aglomeración de clastos en la base. Restos de balanos, mejillones, abulón y almejas con la parte cóncava hacia arriba.

NIVEL 2. Arenisca graduada de grano grueso (0.39 ϕ) pobremente clasificada, color café pardo. Agrupamientos de clastos en la base y la mitad del nivel, restos no completos de organismos.

Discordancia angular

NIVEL 1.

Secuencias de ortoconglomerados finos polimícticos bien redondeados y areniscas de grano grueso, color café pardo, fragmentos de organismos con muestras de retrabajo.

Discordancia angular

Fm. ROSARIO, CRETÁCICO SUPERIOR

Conglomerado.

Ω es un término referido a la turbulencia (no se utilizó en este trabajo por la incertidumbre de su valor)

Z_p es la distancia desde el fondo al punto de la partícula en donde actúa U_p (figura 1)

D_{50} es el tamaño promedio de los sedimentos sobre los que descansa la partícula
 ξ es un coeficiente que relaciona el grado de clasificación del sedimento a partir del coeficiente de rugosidad del fondo: $K_s = \xi D_{50}$

D_{bi} es la longitud del eje intermedio del clasto con el que se va a determinar el inicio del movimiento

D_{ci} es la longitud del eje menor del clasto con el que se va a determinar el inicio del movimiento

Φ es el ángulo geométrico de pivoteo, definido como:

$$e \left(\frac{D_b}{D_{50}} \right)^{-f} \quad 2$$

en donde:

$e = 36^\circ$ y $f = 0.2$ son coeficientes empíricos para partículas elípticas sin imbricación (Li y Komar, 1986)

A involucra la influencia de la fuerza de arrastre F_d y está definida como:

$$A = \frac{C_d \Psi K_d^2}{\zeta} \quad 3$$

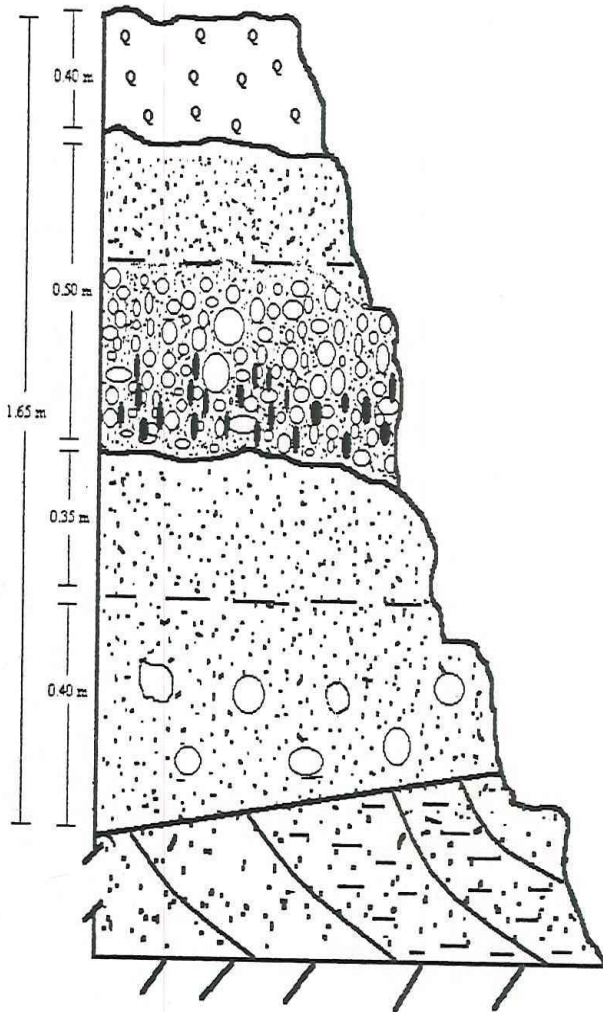


Figura 7. Columna estratigráfica de Punta Baja Superior.

HOLOCENO

Aluvión del cuaternario

PLEISTOCENO SUPERIOR

NIVEL 2. Arenisca de grano fino, masiva, color amarillo claro, ichnofósiles

Ortoconglomerado graduado, clastos de redondeados a subangulosos. Con arenisca intersticial de grano medio (2.15ϕ) muy mal clasificada, color café claro. Almejas fósiles en posición de vida en la base del nivel.

NIVEL 1

Arenisca gruesa color gris, masiva.

Arenisca limosa (4.88ϕ) muy mal clasificada, con clastos grandes embebidos, de redondeados a subangulosos.

DISCORDANCIA ANGULAR

Fm. BOCANA ROJA, CRETÁCICO SUPERIOR

Arenisca masiva y limolita.

en donde:

ζ se introduce por la no equivalencia entre las componentes del momentum l_1 y l_2 (figura 1), teniendo un valor de aproximadamente 0.85

K_d es la razón de arrastre: U_d/U_p (figura 1)

C_d es un coeficiente de arrastre ≈ 0.7

Ψ es la razón de cobertura o exposición de la partícula ≈ 0.9

B involucra la fuerza ascensional F_L , estando definida de la siguiente manera:

$$B = C_L K_L^2 \quad 4$$

en donde:

K_L es la razón de levantamiento: U_L / U_p (figura 1)

C_L es un coeficiente de levantamiento ≈ 0.2 (Dyer, 1986)

En este modelo se diferencian a las características del flujo, p.e.: el perfil de velocidad y turbulencia (primer argumento de la igualdad) de los efectos del flujo sobre la partícula (levantamiento y arrastre) y la geometría del depósito (segundo argumento de la igualdad). Básicamente en el primer argumento de la ecuación 1 se introducen las variaciones en la velocidad del flujo que actúan en diferentes puntos de la partícula, de acuerdo con la proporción de tamaños entre la partícula sobreyacente y las partículas del lecho y el grado de exposición de la primera.

Estas propiedades del entorno físico del depósito y el medio definen la manera en que actúan los procesos ascensionales o de arrastre sobre la partícula.

De acuerdo con la ecuación 2, cuando D_b/D_{50} aumenta el valor de Φ disminuye provocando que la partícula esté más expuesta a las condiciones del flujo y que la oposición al movimiento por parte del lecho sea menor facilitando el inicio del movimiento. Esto implica que mientras mayor sea el valor de D_b , el inicio del

movimiento sería más fácil, sin embargo, este proceso se compensa por el parámetro adimensional de Shields θ_t para el inicio del transporte de sedimentos, el cual está definido como:

$$\theta_t = \frac{\rho U_m^2}{(\rho_s - \rho)gD_b} \quad 5$$

en donde:

g es la gravedad, 981 cm./s²

ρ_s es la densidad del sedimento y

ρ es la densidad del fluido, 1.025 gr./cm.³, para agua de mar (Komar y Miller, 1975)

El balance entre el peso de la partícula y como actúa el flujo en ella definen el inicio del transporte de la misma.

- Una vez que se obtuvo el parámetro adimensional θ_t se despejó la velocidad máxima en el fondo U_m , utilizando la densidad del clasto y la longitud del eje intermedio del mismo.
- Ya calculado el valor de U_m se relacionó con la teoría clásica del oleaje de Airy para la velocidad horizontal máxima en el fondo con el propósito de obtener la amplitud del oleaje:

$$U_m = \frac{2\pi}{T} \frac{a}{kh} \cos\theta \quad 6$$

en donde:

U_m es la velocidad máxima en el fondo

T es el periodo de la ola

k es el número de onda ($2\pi/\lambda$)

λ es la longitud de onda en aguas someras

a es la amplitud de la ola

h es la profundidad y

θ es el ángulo de fase, para U_m el valor es de $\pi, 2\pi, 3\pi$, etc.

como puede observarse en esta ecuación se tienen 4 variables que se desconocen, las cuales se obtuvieron de la siguiente manera:

- ✦ El valor de h se asignó de acuerdo con la interpretación de la paleoprofundidad de depositación de los sedimentos. En el caso de los depósitos de tormenta (tempestitas) se aumentó el valor de h para evaluar la marea de tormenta (*storm surge*) la cual puede alcanzar valores que varían de 0.3 metros (Flick, 1989) hasta 8 metros (Morton, 1988). Se incluyó el efecto de la marea de tormenta sobre la profundidad ya que la combinación de ellos aumenta el poder erosivo del oleaje y tiene una relevancia sedimentológica muy significativa (Clifton, 1988).
- ✦ El valor de λ se obtuvo mediante la relación $\lambda = (g / 2\pi) T^2$ (Komar y Miller, 1975), asignando un periodo de la ola de 11 segundos cuando el depósito fue representativo de tormentas distales y 5 segundos cuando el depósito representó condiciones locales, ya que son los periodos promedio encontrados para cada una de estas condiciones (Kinsman, 1984; CERC, 1980, 1984).
- Finalmente se despejó a la amplitud de la ola de la ecuación 6 y se obtuvo a H a partir de la relación:

$$H = 2a$$

- Los resultados que se obtuvieron para cada afloramiento se relacionaron con sus respectivos niveles en la columna estratigráfica para inferir el paleoambiente de depósito.

Tabla I. Relación de muestras de todas las localidades.

LAS MINAS		
<i>Las Minas Sur</i>		
NIVEL	LOCALIZACIÓN	NUMERO DE MUESTRA
1	BASE	1
2	MEDIO INFERIOR	2
3	MEDIO SUPERIOR	3
4	TECHO	4
<i>Las Minas Norte</i>		
1	BASE	5
2	MEDIO	6
3	TECHO	7
EL CONSUELO		
1	BASE	8
2	MEDIO	9
3	TECHO	10
PUNTA BAJA		
<i>Punta Baja Inferior</i>		
1-A	BASE INFERIOR	11
1-B	BASE MEDIO	12
1-C	BASE SUPERIOR	13
2	MEDIO	14
3	TECHO	15
<i>Punta Baja Superior</i>		
1	BASE	16
2	MEDIO SUPERIOR	17

RESULTADOS

Las Minas

i) Las Minas Sur.

Los valores de los parámetros utilizados para la obtención de la altura del oleaje se muestran en la tabla IIa, en esta tabla resalta la presencia de una matriz arenosa (2.24 unidades PHI) para el nivel base correspondiendo un valor de ξ igual a 8 por ser la razón D_b/D_{50} igual a 1118, indicando un valor muy alto del coeficiente de rugosidad del lecho K_s . En este nivel el parámetro θ_t arroja un valor de U_m igual a 28.88 cm./s, resultando en una altura del oleaje de 9.4 cm.

Si se comparan con el nivel base, el resto de los niveles presentan valores de D_{50} de tamaños gravas, lo cual reduce considerablemente el valor de K_s (asignándole un valor de $\xi = 2$).

Para los cálculos de H en todos los niveles se utilizó un periodo representativo de eventos de tormenta ($T = 11$ s.) y una profundidad, obtenida a partir de la interpretación de la paleoprofundidad del depósito de 600 cm.

La relación entre la altura del oleaje y el tamaño del clasto mayor con los respectivos niveles del afloramiento, muestra un aumento en la energía del medio conforme el tiempo, sin embargo el valor de H para el nivel 1 no es correcto, lo que se discutirá más adelante.

Tabla IIa. Valores de los parámetros físicos y altura del oleaje del afloramiento: Las Minas Sur.

NIVEL	Db cm.	D50 cm.	D_b/D_{50}	Φ grados	ρ_s gr./cm ³	θ_f	Um cm./s.	T s.	h cm.	H cm.
1	25	0.02117	1181	8.7	2.9	0.00063	5.3	11	600	18.8
2	7	3.4	2.05	31.2	2.9	0.02422	17.44	11	600	61.9
3	4	3.0	1.33	34.0	2.9	0.0411	17.17	11	600	60.9
4	15	9.3	1.62	32.7	2.9	0.03822	32.08	11	600	113.8

ii) - Las Minas Norte.

Este afloramiento se compone de tres unidades (figura 4) y en todos se utilizó como representativo al periodo de 11 segundos y una paleoprofundidad de 900 centímetros.

La tabla IIb muestra los valores de la altura del oleaje y el tamaño del clasto mayor. De acuerdo con esta figura las condiciones energéticas fueron similares para los niveles 1 y 2, no ocurriendo así para el nivel 3 aunque el valor de H para ésta se consideró como erróneo (ver discusiones).

Tabla IIb. Valores de los parámetros físicos y altura del oleaje del afloramiento: Las Minas Norte.

NIVEL	Db cm.	D50 cm.	D_b/D_{50}	Φ grados	ρ_s gr./cm. ³	θ_f	Um cm./s.	T s.	h cm.	H cm.
1	127.0	72.66	1.75	32.2	2.9	0.02823	80.22	11	900	290.00
2	51.0	27.66	1.84	31.8	2.9	0.04982	67.53	11	900	244.10
3	6.0	0.01755	341.77	11.2	2.9	0.00217	4.85	11	900	17.50

El Consuelo

En esta localidad se encuentran representados una serie de depósitos de alta energía (figura 5) por lo que se seleccionaron tres niveles de muestreo: base (1), media (2) y techo (3) (tabla I) con el propósito de evaluar las variaciones de la altura del oleaje conforme al tiempo representado por el mismo.

Como en la localidad anterior los parámetros físicos representativos del afloramiento se resumen en la tabla III.

Para la obtención de la altura del oleaje se utilizó un periodo representativo de eventos de tormenta ($T = 11$ s.) y una paleoprofundidad de 1100 cm. (Ledesma Vázquez, J. comunicación personal 1993). Al relacionar los resultados obtenidos con la columna estratigráfica del afloramiento, se encuentran variaciones en los valores del oleaje a través del tiempo representado por estos estratos. Indicándose un valor máximo (47.7 cm.) en la base y un mínimo (29.6 cm.) en el nivel medio.

Tabla III. Valores de los parámetros físicos y altura del oleaje del afloramiento: El Consuelo

NIVEL	Db cm.	D50 cm.	Db/D50	Φ grados	ρ_N gr./cm. ³	θ_t	Um cm./s.	T s.	h cm.	H cm.
1	20.0	11.57	1.73	32.3	2.65	0.02188	26.09	11	1100	95.5
2	9.0	3.6	2.5	30.1	2.65	0.01871	16.18	11	1100	54.2
3	14.5	5.96	2.43	31.1	2.65	0.01451	18.09	11	1100	66.2

Punta Baja

Esta localidad está representada por dos niveles de afloramientos principales: Punta Baja Inferior y Punta Baja Superior (figuras 6 y 7).

i) Punta Baja Inferior.

La tabla IVa contiene los valores de los parámetros utilizados para esta localidad además de la altura del oleaje encontrada. Para ello se utilizó un periodo de 5 segundos para el nivel 1 y 11 segundos para el nivel 2. La paleoprofundidad utilizada fue de 200 centímetros para el nivel 1 y 500 centímetros para los niveles 2 y 3 debido al cambio en las características del depósito. Las alturas del oleaje para el nivel 1 muestran una uniformidad en sus valores, aumentando éstos para los niveles 2 y 3, presentándose un valor máximo en el último.

Tabla IV. Valores de los parámetros físicos y altura del oleaje del afloramiento: Punta Baja Inferior.

NIVEL	Db cm.	D50 cm.	Db/D50	Φ grados	ρ_s gr./cm. ³	θ_1	Um cm./s.	T s.	h cm.	H cm.
1-A	2	1.51	1.32	34.0	2.65	0.03857	10.95	5	200	18.0
1-B	4	2.83	1.41	33.6	2.9	0.04048	17.05	5	200	28.1
1-C	3	2.56	1.17	34.9	2.9	0.03102	13.13	5	200	21.6
2	4	3.15	1.27	34.3	2.65	0.03076	13.83	5	500	48.9
3	9	6.94	1.30	34.2	2.65	0.05769	30.52	5	500	107.9

ii) Punta Baja Superior.

Para este afloramiento se utilizó un periodo representativo de 5 segundos y una paleoprofundidad de 200 centímetros.

La tabla IVb muestra resume los parámetros principales del depósito. El valor máximo corresponde al nivel 2 aunque el valor de H para el nivel 1 es erróneo (ver discusiones).

Tabla IVb. Parámetros físicos y altura del oleaje del afloramiento: Punta Baja Superior.

NIVEL	Db cm.	D50 cm.	Db/D50	Φ grados	ρ_s gr./cm. ³	θ_t	Um cm./s.	T s.	h cm.	H cm.
1	24.0	0.0034	7058.82	6.1	2.65	0.00034	3.83	5	200	6.3
2	16.0	6.95	2.3	30.5	2.65	0.01554	21.12	5	200	67.8

DISCUSIONES

Validez del modelo teórico.

El modelo del inicio del movimiento de sedimentos de tamaños gravas que se empleó en este estudio arrojó resultados que a primera vista parecen apropiados de acuerdo a las características de los distintos afloramientos. Sin embargo se debe tener mucho cuidado al realizar una interpretación basada únicamente en los resultados ya que el parámetro θ_t varía hasta en dos ordenes de magnitud dependiendo del valor que tomen los diferentes parámetros involucrados.

Con el propósito de observar la variación del parámetro θ_t , la velocidad máxima en el fondo U_m y la altura del oleaje H , se graficaron todas las muestras junto con D_b y D_{50} (figura 8) cuyos valores se resumen en la tabla V.

Tabla V. Parámetros físicos más importantes de todos los niveles muestreados

MUESTRAS	D_b/D_{50}	Φ grados	ξ	ρ_s gr./cm. ³	θ_t	U_m (cm./s) cm./s	T s	h cm.	H(cm.) cm.
1	1180.92	8.7	8	2.90	0.00063	5.31	11	600	18.8
2	2.05	31.2	2	2.90	0.02422	17.44	11	600	61.9
3	1.33	34.0	2	2.90	0.04110	17.17	11	600	60.9
4	1.62	32.7	2	2.90	0.03822	32.07	11	600	113.8
5	1.75	32.2	2	2.90	0.02823	80.22	11	900	290.0
6	1.84	31.8	2	2.90	0.04983	67.53	11	900	244.0
7	341.88	11.2	8	2.90	0.00218	4.85	11	900	17.5
8	1.73	32.3	2	2.65	0.02188	26.09	11	1100	95.5
9	2.50	30.1	2	2.65	0.01871	16.18	11	1100	54.2
10	2.43	31.1	2	2.65	0.01451	18.09	11	1100	66.2
11	1.32	34.0	2	2.65	0.03857	10.95	5	200	18.0
12	1.41	33.6	2	2.90	0.04048	17.05	5	200	28.0
13	1.17	34.5	2	2.90	0.03201	13.13	5	200	21.6
14	1.27	34.3	2	2.65	0.03076	13.83	11	500	48.9
15	1.30	34.2	2	2.65	0.05769	30.52	11	500	107.9
16	7058.82	6.1	8	2.65	0.00034	3.83	5	200	6.3
17	2.30	30.5	2	2.65	0.01554	21.12	5	200	67.8

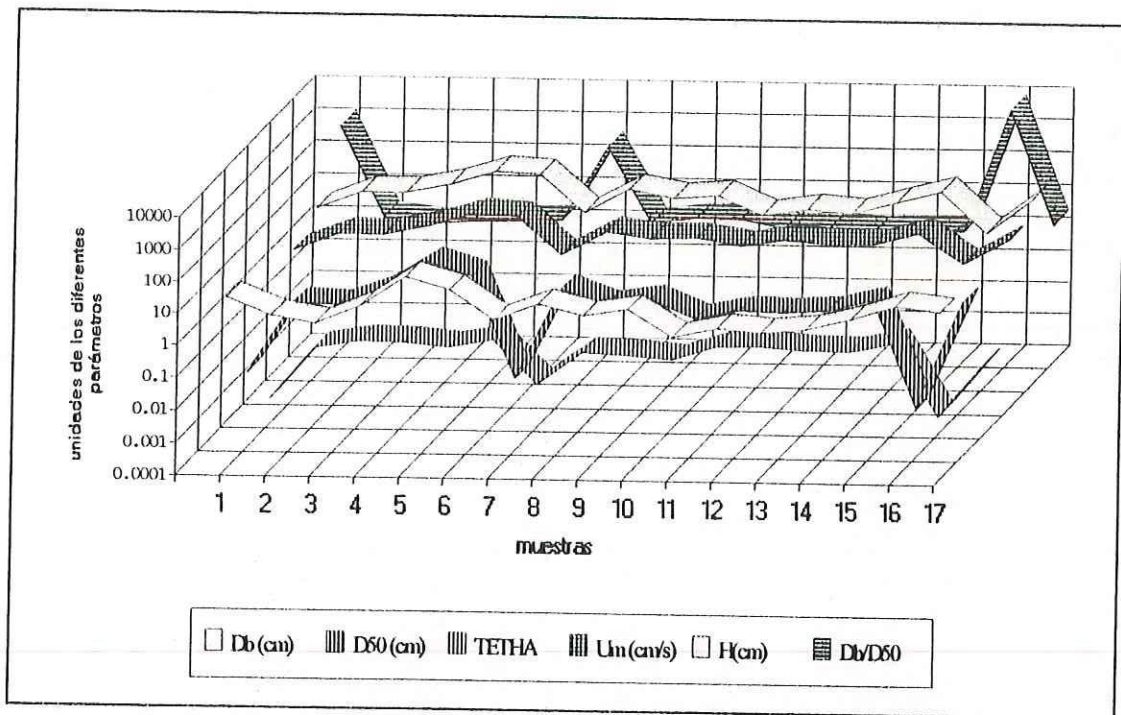


Figura 8. Variación de los principales parámetros de todos los niveles muestreados.

Cabe mencionar que las figuras de este segmento en donde se involucren al total de los resultados, únicamente se presentan para observar la variación del modelo no para realizar una interpretación paleoambiental de los depósitos, dada la diferencia temporal y espacial en los que éstos ocurren. La relación del número de muestra con los diferentes niveles de los afloramientos se encuentran en la tabla I.

De acuerdo con esta figura el parámetro θ_1 muestra una clara dependencia con D_{50} disminuyendo drásticamente al disminuir el tamaño promedio de las partículas del lecho. Si se relaciona esta disminución con la geometría del depósito dada por la razón D_b/D_{50} se encuentra que θ_1 disminuye al aumentar esta razón, lo cual concuerda con el comportamiento presentado por Komar y Li (1988) para el modelo. La curva resultante se muestra en la figura 9 para un valor máximo de D_b/D_{50} de 30. En ella se presentan mediciones realizadas en un canal de mareas presentados por Hammond et. al. (1984) y los resultados de este trabajo encontrando una buena aproximación de los mismos con la curva.

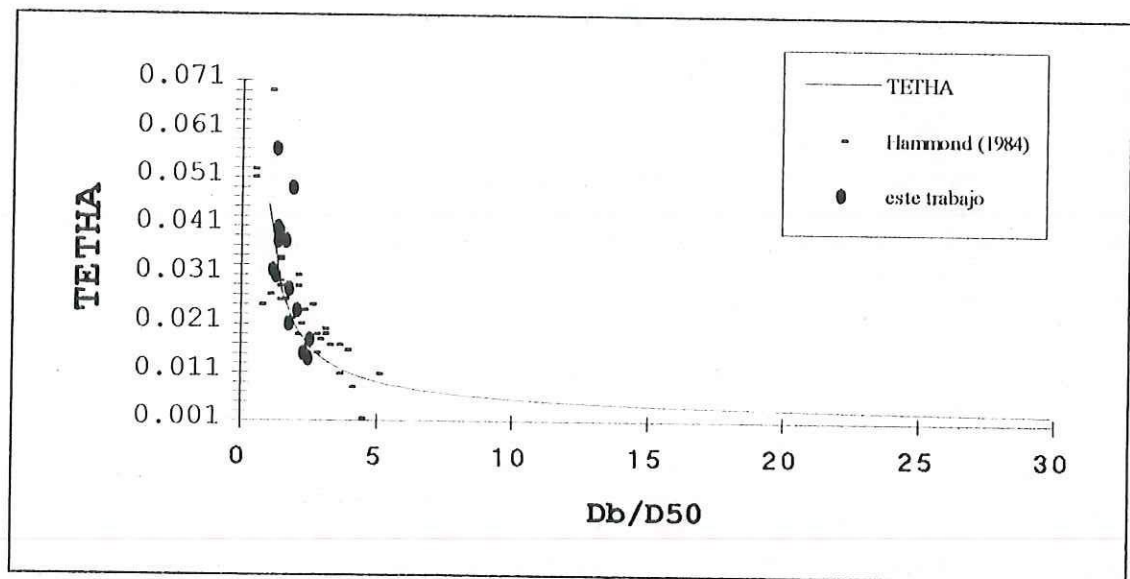


Figura 9. Modelo para el inicio del movimiento de gravas bajo un flujo (Komar y Li, 1988). Se muestran también las mediciones de Hammond et. al. (1984) y este trabajo. Evaluado para clastos elípticos sin imbricación ($e = 36^\circ$ y $f = 0.2$).

Debido a que U_m se obtuvo a partir de la ecuación 4 éste varía de acuerdo al valor de θ_t y D_b principalmente, p.e.: en el caso de que el depósito en cuestión presente clastos embebidos en una matriz de arenisca limosa la razón D_b/D_{50} alcanza valores de hasta 7058 (tabla IVb). Como se vio anteriormente cuando D_b/D_{50} aumenta θ_t disminuye por lo que el valor de U_m disminuiría considerablemente si θ_t es demasiado pequeño aún cuando D_b sea grande lo cual no es evaluado en el trabajo de Komar y Li (op.cit.). La figura 10 muestra el comportamiento de θ_t cuando D_b/D_{50} es mayor a 30 (utilizando a $\xi = 8$ para sedimentos extremadamente mal clasificados). Como se observa θ_t alcanza valores muy pequeños que si son aplicados a D_b grandes, el resultado es un valor de U_m pequeño.

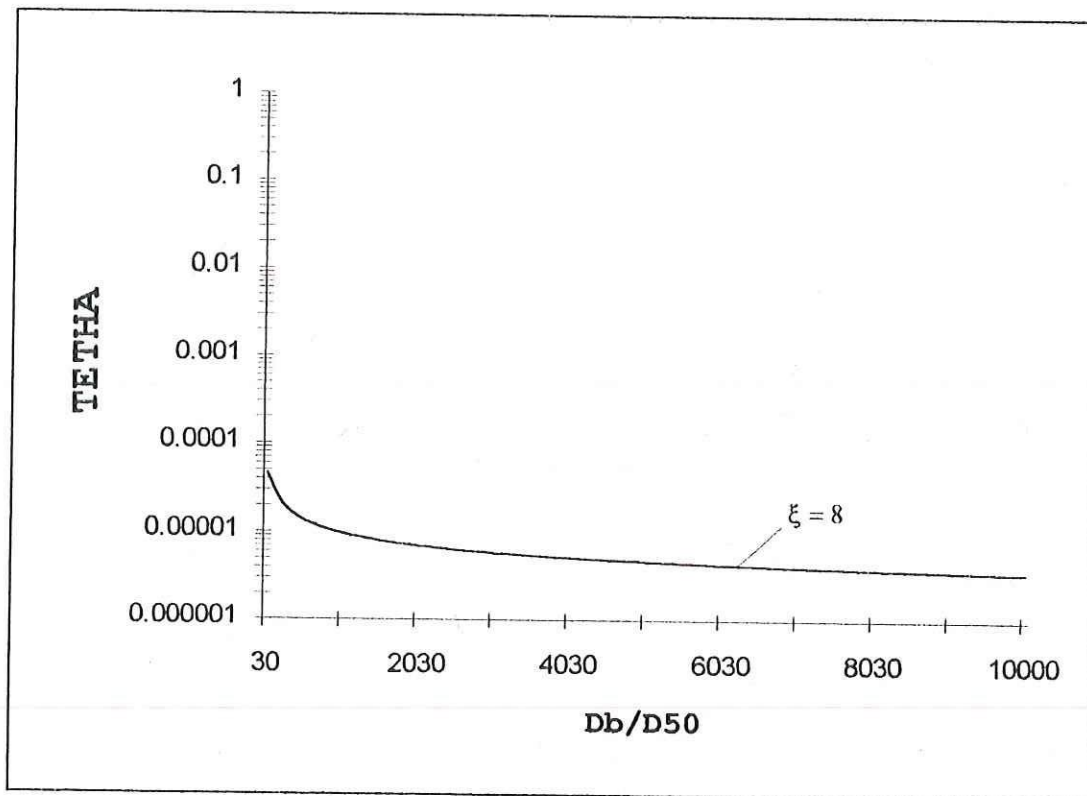


Figura 10. Comportamiento del modelo cuando D_b/D_{50} es mayor a 30.

Físicamente este comportamiento es erróneo pues implica que para clastos muy grandes (p.e. $D_b = 24$ cm., tabla IVb) que se encuentren en una matriz de arenisca limosa (tabla IVb), se requiere de una velocidad máxima del fondo muy pequeña para iniciar el movimiento del clasto.

Así entonces el intervalo de aplicabilidad del modelo se reduce al presentado por Komar y Li (1988) en donde D_b/D_{50} máximo es igual a 30 (con $\xi = 2$ a 3) para gravas de medianamente a mal clasificadas, aunque no se han reportado mediciones experimentales o en campo para un D_b/D_{50} mayor (Komar y Li, op.cit.).

Aunque el valor de θ_t depende de D_b/D_{50} (cuyo valor puede obtenerse en campo) el problema básico consiste en seleccionar un valor de ξ apropiado, ya que un aumento de 2 unidades de este parámetro aumenta la pendiente de la curva disminuyendo así el valor de θ_t (figura 11).

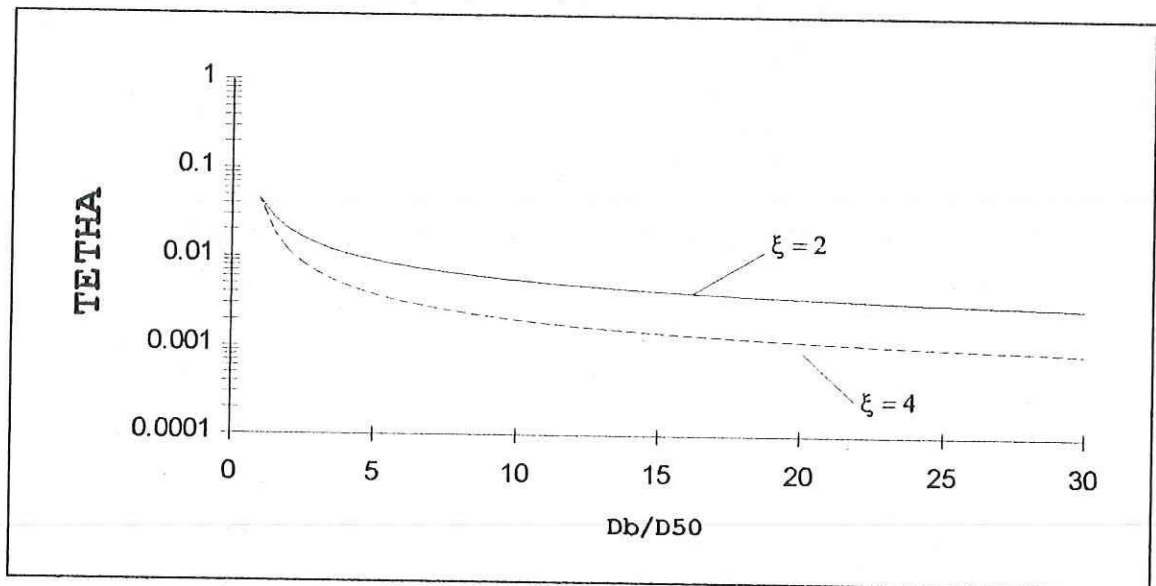


Figura 11. Comportamiento del modelo cuando ξ varía de 2 a 4.

De acuerdo con Dyer (1986), al incrementar la rugosidad del fondo aumenta la turbulencia aumentando a su vez el valor de la velocidad de cizalla U_* y los gradientes de velocidades en el fondo (Komar y Li, op.cit.). Entonces para valores altos de D_b/D_{50} se esperaría que aumentara el valor de U_p (figura 1) lo cual disminuiría el valor de θ_t (ecuación 1) concordando con la teoría. Sin embargo se presenta nuevamente el problema para la selección de ξ pues este comportamiento sería cierto si $\xi \approx 2$ para D_b/D_{50} grande, pero como esta aseveración no es válida físicamente no es posible aplicar el modelo para estos valores. Lamentablemente la bibliografía disponible no es clara respecto a la elección del valor de este parámetro por lo que su asignación es aún muy subjetiva.

Como una comparación se aplicó el modelo para el inicio del transporte de sedimentos inducido por oleaje propuesto por Komar y Miller (1975) utilizando los valores de $D_b = 4.0$ cm. y $\rho_s = 2.65$ gr./cm.³ (tabla IIa), obteniendo un valor de $U_m = 178.916$ cm./s y de $H = 300$ cm., cuando $T = 11$ s y $h = 600$ cm., correspondiendo un valor de θ_t de aproximadamente 0.04. En primera instancia se observa que el valor de U_m es extremadamente alto si se compara con lo presentados por Hammond et. al. (op.cit.) aunque θ_t es muy semejante al obtenido en este trabajo, resultando en una altura del oleaje sobreevaluada. Esta discrepancia al parecer no obedece a la condición de si el flujo es oscilatorio ó no (el modelo de Komar y Li esta evaluado para una corriente unidireccional), ya que en la misma publicación Komar y Miller demuestran que existe una buena relación entre la curva de Shields para flujos no oscilatorios y algunas mediciones de θ_t bajo flujos oscilatorios pues la aceleración instantánea que produce el paso de las olas no parece ser significativo (Dyer, 1986).

Por otro lado Hammond et. al. (op.cit.) encuentran una relación empírica para U_* en función de D siendo $U_* = 7.0 D^{0.2}$, en este caso $U_* = U_m$ medida a 0.1 metros del fondo. Utilizando el mismo $D_{50} = 4$ se encuentra un valor de $U_* = 9.23$ cm./s. el cual es casi la mitad de la obtenida en este trabajo, sin embargo mencionan que el coeficiente de la relación empírica requiere de una mejor evaluación.

Los resultados obtenidos a través del modelo no muestran una dependencia de θ_t con la densidad del sedimento o bien ésta es mínima si se compara con la relación que existe con D_{50} , ocurriendo una variación de algunos centímetros en la altura del oleaje cuando se varía únicamente a ρ_s .

La variación del ángulo geométrico de pivoteo Φ con respecto al conjunto de muestras (tabla V) se mantuvo en un intervalo muy estrecho, variando entre 34° y 30° , ya que la razón D_b/D_{50} mostró una variación muy pequeña la cual no es mayor a 3 en la mayoría de los casos.

Desde un punto de vista físico el tamaño del clasto mayor es semejante al tamaño promedio de las partículas del lecho. En la sedimentología esto implica que la mayoría de los depósitos conglomeráticos se encuentren medianamente clasificados (D_b/D_{50} nunca es mayor a 3) por lo que la elección de $\xi = 2$ es adecuada y conforme con las características de los afloramientos.

Cuando D_{50} es demasiado pequeño con respecto a D_b se escogió un valor de $\xi = 8$ al aumentar la mala clasificación de los sedimentos, aunque este valor es pequeño para emplearse con los valores de D_b/D_{50} encontrados en este trabajo. No obstante si se aumentara el valor de ξ entonces θ_t disminuye considerablemente, hasta que los valores de H se vuelven negligibles cuando ξ es mayor a 10.

Las Minas.

Durante el periodo Cretácico la Península de Baja California se localizaba aproximadamente 15° de latitud al sur antes de la apertura del Golfo (Filmer y Kirschvink, 1989) por lo que es probable que ocurrieran tormentas tropicales durante esa época (Lescinsky et. al., 1991), lo cual se ve reflejado en las características de los depósitos (figura 3) ya que representan eventos de tormenta de alta energía (tabla IIa y IIb).

Lo explicado en el párrafo anterior aunado a la ausencia de estratos no graduados parece indicar que: 1).- la ocurrencia de estos eventos era frecuente; 2).- el aporte de sedimentos terrígenos era menor a la capacidad de transporte en el medio ó 3).- el depósito se encontraba entre la profundidad de influencia del oleaje de tormenta (*storm base*) y la profundidad de influencia del oleaje local (*wave base*).

La evidencia fósil en el área sitúa a los depósitos entre medios ambientes intermareales a submareales someros (Lescinsky et. al., op.cit.) descartando la tercera hipótesis quedando como válidas las restantes.

En la actualidad la costa rocosa frente a ambos afloramientos presenta diferencias significativas en relación a la energía del oleaje y el tamaño de los sedimentos. Puede observarse la ocurrencia de puntas rocosas formadas por los derrames andesíticos de la Fm. Alisitos sobre la que descansan estos depósitos. En el caso del afloramiento Sur estas puntas protegen a la costa al provocar que la energía del oleaje arribe disminuida; en el afloramiento Norte no se presenta este proceso observándose que el oleaje que arriba a la costa es más alto. Por esta razón se observan

diferencias entre el tamaño de los clastos en ambas costas siendo probable que ocurriera lo mismo durante el Cretácico.

Al parecer las diferencias entre los tamaños de los clastos y las alturas del oleaje entre los afloramientos obedecen a cambios paleobatimétricos y así como a cambios energéticos del medio para el tiempo representado por los conglomerados; aunque no existe un estudio detallado de correlación entre los estratos conglomeráticos de los depósitos.

Por otra parte Lescinsky et. al. (op.cit.) reportan para esta localidad alturas de oleaje de 5 metros en el nivel 1 del depósito Norte, utilizando el índice aplicado por Dott (1974). Esta altura es 1.7 veces mayor que la presentada en este trabajo a ese nivel (tabla IIa). La velocidad máxima en el fondo relacionada con esta altura es de aproximadamente 480 cm./s. (Dott, op.cit.). El tamaño promedio de la arenisca intersticial es de 0.0217 cm. (2.2 ϕ) la cual requiere de aproximadamente 19 cm./s. para iniciar el movimiento y un valor de H de 81.0 cm. para una profundidad de 600 cm. (Komar y Miller, 1974). Con este régimen energético es de esperar que la arenisca estuviera en suspensión con un oleaje de 5 metros (aún con la mitad de esa altura) y que al pasar el evento y disminuyera la energía pudiera filtrarse arena por los intersticios de los clastos ya depositados. Sin embargo el estrato no presenta esta evidencia por lo que puede considerarse a esta altura como sobreevaluada. Si en cambio se utiliza el valor de $H = 2.90$ metros (este trabajo) pudiera explicarse la presencia de la arenisca, pues al disminuir la energía del oleaje la arena podría depositarse conjuntamente con los clastos menores.

En esta localidad únicamente en el nivel base (1) del depósito Norte (tabla IIa) presentó valores anómalos de H (9.4 cm.), por tratarse de un paraconglomerado; como se discutió en la sección anterior en este tipo de depósitos no es aplicable el modelo resultando en valores erróneos de θ_1 , y por consiguiente de H . El error se hace más evidente pues este estrato presentó el valor más alto de D_b .

El Consuelo.

La sección estratigráfica de esta localidad representa claramente secuencias de eventos de tormenta (figura 5). Los valores de altura del oleaje que arrojó el modelo pudieran parecer bajos sin embargo cabe recordar que esta altura está evaluada a una profundidad de 11.0 metros por lo que el oleaje sería mayor al momento de romper.

El depósito está considerado como perteneciente a una costa progradante que estuvo altamente influenciada por mareas (Ledesma Vázquez y Johnson, en prensa). Por este motivo los regímenes energéticos asociados al oleaje pudieran estar subevaluados pues la altura obtenida es la mínima para el inicio del movimiento de los clastos, no involucrando el efecto de las corrientes de mareas las cuales pueden aumentar el régimen erosivo al coincidir con el ángulo de fase del oleaje (Murray et. al., 1991).

El motivo por el cual no se presentan clastos grandes parece ser la fuente del material ya que el tamaño promedio de los clastos mayores es muy semejante con el que se encuentra en los afloramientos de la misma terraza que indican una mayor cercanía a la costa (Ledesma Vázquez y Johnson, en prensa) que es en donde se esperaría encontrar clastos más grandes en el caso de ocurrir.

El valor máximo de H se localiza en la base correspondiendo al máximo nivel energético de la sección estratigráfica (tabla III). En este nivel se encuentran numerosos

bioclastos con poca o nula evidencia de retrabajo desapareciendo conforme se avanza en la vertical. Esta característica parece indicar que el depósito base se formó abajo de la profundidad de la influencia del oleaje.

La secuencia de clastos gruesos sugiere que la localidad estuvo continuamente sujeta a eventos extremos de corta duración durante el periodo de tiempo representado por la unidad base demarcado por la ausencia de secuencias de areniscas con estratificación cruzada y/o laminar. La alta energía que existía en el lugar impedía el crecimiento de organismos perforadores como *Penitella penita* (Ledesma Vázquez y Johnson, op.cit.), la cual se presenta en la discordancia entre la Fm. Cantil Costero y la Fm. Rosario pero no ocurre nuevamente en el resto de la columna.

La altura del oleaje para el nivel medio indica una disminución en el nivel energético, esto se ve reflejado en una disminución en el tamaño de los clastos y la ocurrencia de estratos de arenisca con estratificación cruzada y laminar.

En el nivel 3 la energía del medio vuelve a aumentar; es notorio un aumento en la cantidad de clastos discoidales además de una disminución del tamaño de grano de la matriz y con una asimetría positiva que disminuye acercándose al cero. Este comportamiento concuerda con la clasificación de costa progradante presentado por Ledesma Vázquez y Johnson (op.cit.) pues al parecer la línea de costa se encontraba más cerca. Cabe mencionar que además de las características arriba mencionadas se encuentran restos de balanos y clastos perforados por organismos incrustadores.

El comportamiento del tamaño de grano de los clastos y la matriz de arenisca en toda la columna parecieran indicar lo contrario a lo expuesto: un retroceso del nivel del mar; sin embargo no se interpreta así pues los niveles medio y base eran alimentados por

paleoarroyos (Ledesma Vázquez y Johnson, op.cit.) introduciendo sedimentos gruesos en estos niveles por lo cual al evento se le considera progradante.

Punta Baja.

En esta localidad se presentan dos niveles de afloramiento (ver área de estudio), con características muy diferentes.

El depósito de Punta Baja Inferior (figura 6) representa un evento transgresivo asociado a un aumento en el nivel del mar. La sección entera es el resultado de eventos de tormenta, sin embargo para esta unidad se seleccionó un periodo corto (5 segundos) como representativo de estos estratos. Se consideró a este periodo para que se cumpliera la relación $H/L < 0.143$ (Komar, 1976), que representa la delgadez de la ola. Si H/L es menor al valor anterior la ola se conserva estable y no rompe. Si se utilizara un periodo de tormenta (11 segundos) H/L toma un valor de 0.3 indicando que la ola es inestable y rompe. La teoría lineal del oleaje de Airy requiere de que esto no suceda y es por ello que se utilizó el periodo corto, de lo contrario los resultados no serían válidos.

El contacto entre los niveles 1 y 2 es discordante angular evidenciando un cambio de facies de un ambiente muy somero (de intermareal a supramareal), a un ambiente ligeramente más profundo (submareal) al que se le asignó una paleoprofundidad de 5 metros. Para estos niveles sí se utilizó un periodo de tormenta (11 segundos), ya que los resultados cumplen con la relación H/L .

Las condiciones energéticas en el lugar parece ser que eran moderadas (figura 11) ya que la presencia de conchas fósiles con la parte cóncava hacia arriba evidencian un poco ó nulo retrabajo por parte del oleaje, sustentado además por la ausencia de

estratificación cruzada en el afloramiento. Los eventos extremos (como las tormentas) probablemente eran poco frecuentes aunque con una gran capacidad erosiva en la costa.

La última afirmación se infiere a partir del afloramiento Punta Baja Superior en donde la presencia de fósiles bivalvos en posición de vida (figura 7) sugiere un rápido sepultamiento además de un ambiente somero.

Para este afloramiento la columna estratigráfica muestra nuevamente eventos de alta energía aunque la altura calculada para la unidad 1 sea errónea por presentar matriz arenosa. El periodo representativo del depósito fue de 5 segundos por presentarse las mismas condiciones que en el nivel base del depósito inferior.

Una característica importante del depósito superior es que la altura del oleaje del nivel 2 es congruente con las alturas del depósito inferior, aunque en el primero el tamaño del clasto más grande casi dobla en longitud al máximo clasto del segundo. Esto obedece a la clasificación del estrato conglomerático que es menor para el afloramiento superior que para el inferior como lo refleja la razón D_b/D_{50} (tabla IVa y IVb), con la cual Φ decrece y por consiguiente θ_t también (ecuación 1). En base a esto para ambos afloramientos estaban expuestos a un oleaje con características semejantes no obstante la variación espacial y posiblemente temporal que existía entre ambos.

De acuerdo con todo lo anterior y en base a los resultados obtenidos en todas las localidades el modelo responde adecuadamente a los cambios en las características sedimentológicas de los depósitos estudiados, compensando las variaciones tanto en el tamaño del clasto mayor como en la geometría del depósito. Lo que no se había logrado combinar en sedimentos de tamaño gravas.

A lo largo de este estudio se presentaron las consideraciones a tomar para una correcta asignación de los valores de los parámetros involucrados tanto en el modelo para el inicio del movimiento de los sedimentos como en la teoría lineal del oleaje de Airy. Claramente se observa que el procedimiento para obtener la altura del oleaje no es una línea recta sino que se precisa de una interpretación del depósito basada en sus características estratigráficas, sedimentológicas y, de ser posible faunística para mantener un margen estrecho de error en la evaluación de la facie a la cual pertenece y por consiguiente de la paleoprofundidad de formación.

Una vez realizado el procedimiento anterior se puede obtener a θ_t utilizando las figuras 9 y 11. La altura del oleaje se calcula mediante las ecuaciones 4, 5 y 6.

Como se explicó en el inicio de estas discusiones los resultados numéricos no son absolutos sino que es necesario retomar las condiciones estratigráficas y sedimentológicas del lugar para verificar, en cierta medida, la confiabilidad de los resultados.

CONCLUSIONES

El modelo para el inicio del transporte de sedimentos de tamaño gravas de Komar y Li (1988) puede ser utilizado para la obtención de la velocidad máxima del fondo en conglomerados cuya relación de D_b/D_{50} sea menor a 30, empleando un valor de ξ de 2 a 3 unidades.

Para poder obtener la altura del oleaje mediante la teoría lineal de Airy se requiere de una completa evaluación de la estratigrafía y sedimentología del depósito a estudiar, con el propósito de asignar de la manera más precisa posible un valor a la paleoprofundidad de depositación y al periodo del oleaje que represente adecuadamente las condiciones del depósito cuidando que la relación de estabilidad de la ola se cumpla.

La localidad de Las Minas presentó la mayor altura del oleaje (2.9 m., afloramiento Norte nivel 1) con variaciones espaciales por efecto de la paleotopografía y temporales como resultado de un cambio de facie.

En el Consuelo el valor máximo de H (0.95 m., $h = 11.0$ m.) se presenta en el nivel 1 disminuyendo en la vertical aunque cabe resaltar que las condiciones energéticas fueron semejantes en todos los niveles.

En la localidad Punta Baja se encontró una disparidad en las alturas del oleaje en la columna del afloramiento Inferior causada por un cambio de facies presentando las mayores alturas del oleaje en los niveles superiores (1.1 m., nivel 3). Las alturas del oleaje en los dos afloramientos indican que estuvieron expuestas a condiciones energéticas semejantes no obstante la diferencia espacial y temporal.

REFERENCIAS

- Brett C. y G. Baird; 1986; COMPARATIVE TAPHONOMY: A KEY TO PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION BASED ON FOSSIL PRESERVATION; *Palaios*, V. 1; pp. 207-227.
- CERC; 1980; SHORE PROTECTION MANUAL; Department of the Army, US Army Corps of Engineers; Washington, D.C.
- 1984; INTERPRETATION OF WAVE ENERGY SPECTRA; US Army Corps of Engineers; Fort Belvoir; 20 pp.
- Clifton E.; 1988; SEDIMENTOLOGIC RELEVANCE OF CONVULSIVE GEOLOGIC EVENTS; G.S.A. special paper 229; pp. 1-5.
- Decker R.; 1988; THE WAVE REGIME ON THE INNER SHELF SOUTH OF THE ORANGE RIVER AND ITS IMPLICATIONS FOR SEDIMENT TRANSPORT; (abstract); *S. Afr. J. Geol.* /5 - *Afr. Tydskr. Geol.*; V.91 (3); pp. 358-371.
- Dott R.; 1974; CAMBRIAN TROPICAL STORM WAVES IN WISCONSIN; *Geology*, V. 2; pp. 243-246.
- Dyer K.; 1986; COASTAL AND ESTUARINE SEDIMENT DYNAMICS; John Wiley and Sons; 342 p.
- Eagleson P. y R. Dean; 1959; WAVE-INDUCED MOTION OF THE BOTTOM SEDIMENT PARTICLES; *en* *Beach Processes and Coastal Hydrodynamics*, Fisher J. y R. Dolan (editores), *Benchmark papers in Geology*; V. 39; pp. 162-188.
- Filmer P. y J. Kirschvink; 1975; *en* Lescinsky H., Ledesma Vázquez J. y M. Johnson; 1991; DYNAMICS OF LATE CRETACEOUS ROCKY SHORES (ROSARIO

- FORMATION) FROM BAJA CALIFORNIA, MEXICO; *Palaios*, V. 6; pp. 126-141.
- Flick R.; 1988; COASTAL SEA LEVELS DURING THE JANUARY 1988 STORM OFF THE CALIFORNIAS; *Shore and Beach*; pp. 28-31
- Hammond F., Heathershaw A. y D. Langhorne; 1984; A COMPARATION BETWEEN SHIELDS' THRESHOLD CRITERION AND THE MOVEMENT OF LOOSELY PACKED GRAVEL IN A TIDAL CHANNEL; *Sedimentology*, (31); pp. 51-62.
- Harms J.; 1969; HYDRAULIC SIGNIFICANCE OF SOME SAND RIPPLES; *Geol. Society of Am. Bull.*; V. 80 (3); pp. 363-396.
- Johnson M.; 1988; WHY ARE ANCIENT ROCKY SHORES SO UNCOMMON?; *Jour. of Geol.*; V. 96; pp. 469-480.
- Johnson M.; 1992; STUDIES ON ANCIENT ROCKY SHORES: A BRIEF HISTORY AND ANNOTATED BIBLIOGRAPHY; *Jour. of Coastal Research*; pp. 797-812.
- Johnson M. y J. Ledesma Vázquez; 1993; LATE PLIOCENE ABRASION PLATFORM FROM THE CANTIL COSTERO FM OF BAJA CALIFORNIA; *Memorias de la II Reunión Internacional sobre Geología de Baja California*, Ensenada, B.C., México.
- Jonsson; 1966; en Dyer K.; 1986; COASTAL AND ESTUARINE SEDIMENT DYNAMICS; John Wiley and Sons; 341 p.
- Kinsman B.; 1984; WIND WAVES; Prentice-Hall; 676 p.
- Komar P. y Miller M.; 1974; SEDIMENT MOTION UNDER OSCILLATORY WAVES; *Proceedings of the 14th Coastal Engineering Conference*, Copenhagen, Denmark; Capítulo 44.
- 1975; ON THE COMPARATION BETWEEN THE THRESHOLD OF SEDIMENT MOTION UNDER WAVES AND UNIDIRECTIONAL CURRENT

- WITH A DISCUSSION OF THE PRACTICAL EVALUATION OF THE THRESHOLD; *J. Sediment. Petrol.*, (45); pp. 362-367.
- Komar P.; 1976; BEACH PROCESSES AND SEDIMENTATION; Prentice-Hill; 429 p.
- Komar P. y Z. Li; 1986; PIVOTING ANALYSES OF THE SELECTIVE ENTRAINMENT OF SEDIMENTS BY SHAPE AND SIZE WITH APPLICATION TO GRAVEL THRESHOLD; *Sedimentology*, 33; pp. 425-436.
- 1988; APPLICATIONS OF GRAIN PIVOTING AND SLIDING ANALYSES TO SELECTIVE ENTRAINMENT OF GRAVEL AND TO FLOW-COMPETENCE EVALUATIONS; *Sedimentology*, 35; pp. 681-695.
- Ledesma Vázquez J. y M. Johnson; en prensa; LATE PLIOCENE ABRASION PLATFORM FROM THE CANTIL COSTERO FORMATION OF BAJA CALIFORNIA.
- Lescinsky H., Ledesma Vázquez J. y M. Johnson; 1991; DYNAMICS OF LATE CRETACEOUS ROCKY SHORES (ROSARIO FORMATION) FROM BAJA CALIFORNIA, MEXICO; *Palaios*, V. 6; pp. 126-141.
- Li Z. y P. Komar; 1986; LABORATORY MEASUREMENTS OF PIVOTING ANGLES FOR APPLICATIONS TO SELECTIVE ENTRAINMENT OF GRAVEL IN A CURRENT; *Sedimentology*, 33; pp. 413-423.
- 1992; SELECTIVE ENTRAINMENT AND TRANSPORT OF MIXED SIZE AND DENSITY SANDS: FLUME EXPERIMENTS SIMULATING THE FORMATION OF BLACK-SAND PLACERS; *Jour. of Sedim. Petrol.*, V. 62 (4); pp. 584-590.
- Miller P. y W. Orr; 1988; MID-TERTIARY TRANSGRESSIVE ROCKY COAST SEDIMENTATION: CENTRAL WESTERN CASCADE RANGE, OREGON; *Jour. of Sedim. Petrol.*, V. 58 (6); pp. 959-968.

- Morton R.; 1988; NEARSHORE RESPONSES TO GREAT STORMS; G.S.A. special paper 229; pp. 7-22.
- Murray P., Davies A. y R. Soulsby; 1991; SEDIMENT PICK-UP IN WAVE AND CURRENTS FLOWS; Proceedings of the Euromech 262 Colloquium on sand transport in rivers, estuaries and sea, Wallinford; R. Soulsby y R. Bettet (editores); pp. 37-43.
- Santillán M. y T. Barrera; 1930; LAS POSIBILIDADES PETROLIFERAS EN LA COSTA OCCIDENTAL DE LA BAJA CALIFORNIA, ENTRE LOS PARALELOS 30° Y 32° DE LATITUD NORTE; Inst. Geol. México, Anales, V. 5; pp. 1-37.
- Tellez Duarte M.; 1983; PALEOECOLOGIA DE UNA COMUNIDAD BENTONICA DEL PLEISTOCENO SUPERIOR EN BAHIA SAN QUINTIN; tesis de licenciatura; U.A.B.C., F.C.M., México; 72 p.
- Wilson M.; 1987; ECOLOGICAL DYNAMICS ON PEBBLES, COBBLES AND BOULDERS; Palaios, V. 2; pp. 594-599.
- Watkins R.; 1990; PALEOECOLOGY OF A PLIOCENE ROCKY SHORELINE, SALTON TROUGH REGION, CALIFORNIA; Palaios; V. 5; pp. 167-175.
- Zizumbo R.; 1987; PALEOECOLOGIA DE DOS COMUNIDADES BENTONICAS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR EN BAHIA TORTUGAS Y BAHIA ASUNCION, B.C.S.; tesis de licenciatura, U.A.B.C., F.C.M., México; 75 p.

ANEXO

A continuación se muestra un ejemplo de los cálculos necesarios para obtener la altura del oleaje en la localidad Las Minas Norte, nivel 1:

- En primera instancia se definen los valores de los parámetros que se van a emplear en el modelo teórico para el inicio del movimiento de Komar y Li (1988), los valores de los parámetros se tomaron del mismo trabajo a menos que se indique lo contrario:

$$\theta_{rc} = \left[\frac{(4/3)\Omega}{(5.75 \log(30Z_p / \xi D_{50}))^2} \right] \cdot \left[\frac{\tan \Phi}{A + B(D_b / D_c) \tan \Phi} \right] \quad 1$$

para el afloramiento Las Minas Norte nivel 1 los valores de los parámetros son:

$$D_b = 127.0 \text{ cm.}$$

$$D_{50} = 72.66 \text{ cm.}$$

$$D_c = 76.2 \text{ cm.}$$

$$\Phi = 32.2^\circ \text{ utilizando la ecuación 2 (ver metodología)}$$

$$\xi = 2 \text{ para sedimentos medianamente clasificados}$$

$$Z_p = 0.5D_c \text{ siendo el punto sobre la partícula en donde actúa } U_p \text{ (figura 1)}$$

$$\Omega \text{ se elimina por la incertidumbre de su valor}$$

A se calcula con la ecuación 3 utilizando los valores:

$$\zeta = 0.85$$

$$C_d \approx 0.7$$

$$\Psi = 0.9$$

$$K_d = U_d/U_p \text{ (figura 1) siendo:}$$

$$U_p = 5.75 U_* \log (30Z_p / \xi D_{50})$$

en donde al encontrar la razón U_d/U_p se elimina la velocidad de cizalla U_* . Para encontrar U_d se substituye a Z_p por el punto de la partícula sobre el cual actúa la fuerza de arrastre $\approx 0.6 D_c$ (figura 1), resultando en un valor de K_d de 1.0287

B se obtiene a partir de la ecuación 4 utilizando los valores:

$$C_L \approx 0.2 \text{ (Dyer, 1986)}$$

$$K_L = U_L/U_p = 1.1091$$

para calcular U_d se substituye a Z_p por el punto de la partícula sobre el cual actúa la fuerza de levantamiento = D_c . Substituyendo todos los valores en la ecuación 1:

$$\theta_{tc} = \left[\frac{(4/3)}{(5.75 \log((30)(38.1)/(2)(72.66)))^2} \right] \cdot \left[\frac{\tan(32.2)}{0.8627 + (0.2460)(1.666) \tan(32.2)} \right] = 0.02823$$

- Con el valor de θ_t y utilizando la ecuación 5 se despeja U_m :

$$U_m = \sqrt{\frac{\theta_t(\rho_s - \rho)gD_b}{\rho}}$$

en donde:

$$g = 981 \text{ cm./s}^2$$

$$\rho_s = 2.9 \text{ gr./cm.}^3 \text{ para basaltos}$$

$$\rho = 1.025 \text{ gr./cm.}^3 \text{ para agua de mar (Komar y Miller, 1975)}$$

substituyendo:

$$U_m = \sqrt{\frac{(0.02823)(2.9 - 1.025)(981)(127.0)}{1.025}} = 80.217 \text{ cm./s.}$$

- De la ecuación 6 se despeja la amplitud de la ola a :

$$a = \frac{(U_m)(T)(kh)}{2\pi \cos\theta}$$

en donde:

$$T = 11 \text{ segundos (tabla IIb)}$$

$$h = 900 \text{ centímetros (tabla IIb)}$$

$$\cos\theta = 1 \text{ para } U_m$$

λ = longitud de onda en aguas someras, para aguas profundas $\lambda_0 = (g/2\pi) T^2$ (Komar y Miller, 1975), de acuerdo con la teoría del oleaje de Airy la longitud de onda para aguas someras se obtiene mediante la igualdad:

$$\lambda = \lambda_0 \tan(kh) = 5477.55 \text{ cm}$$

quedando la igualdad:

$$a = \frac{(80.217)(11)(0.2993)}{6.2832} = 145 \text{ cm.}$$

- Por último utilizando la ecuación 7 se obtiene la altura del oleaje H :

$$H = 2a = 290 \text{ cm.}$$