

Capítulo 2

El transporte de sedimentos en la costa.

El objetivo del presente apartado es realizar un resumen de los modos de transporte del sedimento y realizar una breve revisión de las expresiones de evaluación de la capacidad de transporte longitudinal existentes en la actualidad.

2.1. Modos de transporte.

Aunque el movimiento real del sedimento sigue un intrincado camino debido a distintas acciones simultáneas, éste se puede desglosar atendiendo a la aproximación o alejamiento de la costa, a las zonas en que se produce y a su carácter más o menos acentuado en las direcciones transversal o longitudinal a la playa.

El sedimento se mueve en el espacio y el tiempo de forma continua a causa de unos agentes impulsores: las corrientes marítimas. Dichas corrientes pueden ser inducidas por oleaje, mareas, vientos o gradientes de temperatura, entre otros. En el presente trabajo, el estudio se centrará en el movimiento generado por rotura de oleaje, por ser el más importante en el transporte de sedimentos y, por lo tanto, en la respuesta morfodinámica de las playas. Los modos de transporte (figura 1) se pueden agrupar en transporte de fondo (saltación, rodadura o arrastre) o transporte en suspensión, generalmente, más importante.

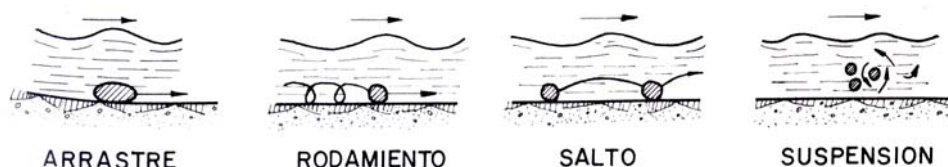


Figura 1. Modos de transporte del sedimento (R. del Moral, 1978).

Los procesos por los cuales este sedimento inicia el movimiento han sido discutidos por varios autores, llegando a la conclusión de que éste se realiza cuando la velocidad del fluido es superior a las condiciones iniciales de movimiento, atendiendo éstas al tamaño de grano de sedimento. Cuando esto ocurre, el material es susceptible de ser transportado por las corrientes (normalmente, en suspensión).

El movimiento del sedimento se puede estudiar en dos zonas. La más próxima a la costa la denominaremos zona “onshore” y a la más alejada, zona “offshore”. En la primera existen movimientos tanto transversales como longitudinales mientras que en la segunda, el movimiento es de carácter transversal.

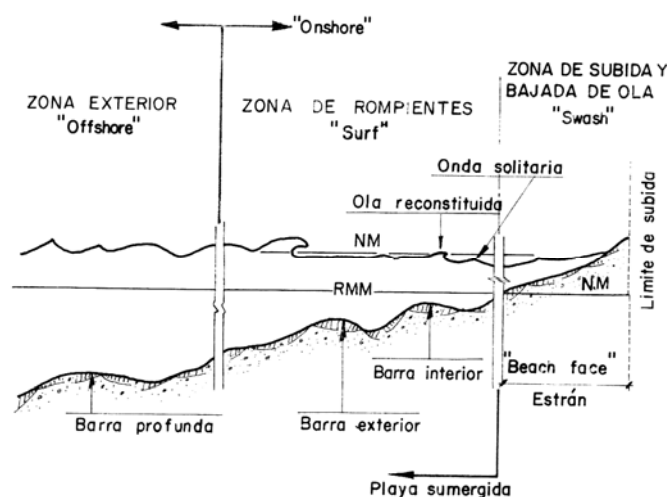


Figura 2. Distribución transversal de la zona costera (R. del Moral, 1978).

La zona llamada “offshore” se extiende mar adentro desde la zona de rompientes hasta una distancia en la que la superficie del fondo deja de ser agitada por la acción de la ola y más allá de la cual no hay cambios significativos. Dicha profundidad, denominada “profundidad de cierre”, fue evaluada por Hallermeier (1981) para playas de arena como $Pd_c = 2,28H_s - 68,5\left(H_s^2 / gT_s^2\right)$, donde H_s es la altura de ola significativa excedida 12 horas al año y T_s es su periodo asociado, variando por tanto su anchura con las características del oleaje.

En esta área, las partículas de agua cercanas al lecho marino oscilan hacia atrás y hacia delante a medida que las olas se propagan. Este movimiento oscilatorio provoca el levantamiento del sedimento del fondo y su agitación en suspensión, asentándose éste a continuación para ser inmediatamente levantado por la acción de la siguiente ola.

La zona situada entre la línea de rompientes y la playa, conocida como “onshore”, comprende la zona de “surf” donde las olas rotas emergen hacia delante con gran turbulencia.

Si el tren de oleaje avanza de forma paralela a la batimetría de la costa se produce un movimiento transversal cuyo efecto es la formación del perfil de playa de acuerdo con las características del oleaje. Estos perfiles, que denominaremos de SWELL si el mar es de fondo y de SEA si el mar es de viento o temporal, varían de forma cíclica.

Sin embargo, el movimiento longitudinal del sedimento es mucho más importante que el transversal para los problemas costeros y las respuestas morfodinámicas de las playas. Este movimiento longitudinal, que se produce cuando el oleaje alcanza la costa oblicuamente, actúa de dos formas simultáneas (figura 3).

La primera consiste en un transporte en zig-zag sobre la playa provocado por el run-up de las olas en la dirección correspondiente al ángulo de rotura y el retroceso del agua hacia el mar, una vez perdida su energía, de acuerdo con la línea de mayor pendiente. La segunda forma de transporte, más importante que la primera, tiene lugar entre la línea de rompientes y la playa y se crea bajo la acción de la componente paralela a la playa de la energía del oleaje. Esta corriente longitudinal, casi permanente en el tiempo, tiene una considerable capacidad de transporte, puesto que se forma en una zona fuertemente turbulenta con abundante sedimento en suspensión.

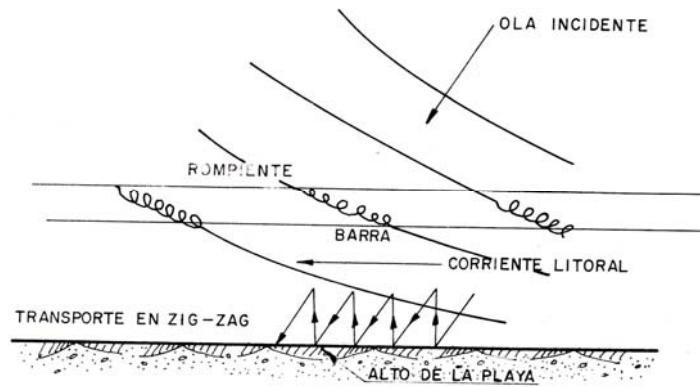


Figura 3. Movimiento del sedimento por incidencia oblicua del oleaje (R. del Moral, 1978).

2.2. Revisión de fórmulas integradas.

Numerosos intentos se han realizado para correlacionar las características de la playa y sus sedimentos, el oleaje y la intensidad del transporte longitudinal, que constituye pieza básica en todo proyecto costero. A continuación se presenta una revisión de las fórmulas actuales más importantes integradas en la zona de rotura (zona de “surf”).

2.2.1. “Método del flujo de energía” - CERC (Coastal Engineering Research Center, 1984)

Este método está basado en la hipótesis de que el transporte de sedimentos es directamente proporcional a la componente paralela a la costa del flujo de energía en la zona de rompientes.

Para la predicción de tasas de transporte de sedimentos se tiene en cuenta la tasa potencial de transporte de peso sumergido, I_l , y la tasa potencial de transporte volumétrica, Q_l , que es la empleada en aplicaciones ingenieriles. Obsérvese que se utiliza el término “potencial”, ello se debe a la suposición de una cantidad suficiente de sedimento susceptible de ser transportado y a la imposibilidad de interrupción del mismo. Que se pueda transportar no significa que se vaya a transportar.

La tasa de transporte potencial de sedimento sumergido se define como:

$$I_l = (\rho_s - \rho) g (1-n) Q_l \quad (1)$$

donde,

ρ_s	Densidad del sedimento
ρ	Densidad del agua del mar
g	Aceleración gravitacional
n	Porosidad
$(1-n)Q_l$	Volumen sólido de transporte

La ecuación del CERC relaciona la tasa de transporte de peso sumergido con la componente longitudinal del flujo de energía por unidad longitudinal de playa, P_l :

$$P_l = (E \cdot c_g)_b \cdot \sin \alpha_b \cdot \cos \alpha_b \quad (2)$$

donde E_b es la energía evaluada en la línea de rotura (aguas someras):

$$E_b = \frac{\rho g H_b^2}{8} \quad (3)$$

y Cg_b es la celeridad de grupo en la línea de rotura, relacionada con la celeridad C utilizando la teoría de onda lineal para pequeñas profundidades, de la forma:

$$C_g \cong C = \sqrt{gh_b} = \sqrt{\frac{gH_b}{\kappa}}, \text{ con } \kappa = H_b/h_b, \text{ índice de rotura.} \quad (4)$$

El término $(E \cdot c_g)_b$ es el “flujo de energía del oleaje” evaluado en la zona de rotura y α_b es el ángulo de rotura del oleaje respecto a la línea de orilla.

La tasa de transporte de sedimento sumergido, I_l , tiene las mismas unidades que el flujo de energía por unidad longitudinal de playa, P_l (N/s), con lo que se obtiene la siguiente relación, denominada “ecuación del CERC”:

$$I_l = K \cdot P_l \quad (5)$$

donde K es un coeficiente de proporcionalidad adimensional que, según el CERC, es una de las ventajas de utilizar I_l en lugar de Q_l .

La ecuación del CERC se puede escribir, por lo tanto, como:

$$I_l = K \cdot P_l = K \cdot (E \cdot c_g)_b \cdot \sin \alpha_b \cdot \cos \alpha_b \quad (6)$$

Y sustituyendo con las expresiones 3 y 4 se obtiene:

$$I_l = K \cdot \left(\frac{\rho g H_b^2}{8} \cdot \sqrt{g \frac{H_b}{\kappa}} \right) \cdot \sin \alpha_b \cdot \cos \alpha_b \quad (7)$$

donde H_b y α_b son la altura y la dirección en rotura. Se justifica la utilización del índice de rotura por la facilidad en la predicción del oleaje frente a la obtención de la profundidad del agua.

Agrupando H_b y aplicando un poco de trigonometría se obtiene finalmente:

$$I_l = K \cdot \left(\frac{\rho g^{3/2} H_b^{5/2}}{8 \cdot \kappa^{1/2}} \right) \cdot \sin(2\alpha_b) \quad (8)$$

A partir de la relación original entre I_l y Q_l se obtiene la expresión de la tasa potencial de transporte de sedimentos en términos volumétricos (ingenieriles):

$$Q_l = \frac{I_l}{(\rho_s - \rho)g(1-n)} = K \left(\frac{\rho\sqrt{g}}{16\kappa^{1/2}(\rho_s - \rho)(1-n)} \right) H_b^{5/2} \sin(2\alpha_b) \quad (9)$$

A pesar de que existen valores aceptados para K en función del valor de la altura de ola utilizada (H_{rms_b} o H_{s_b}), es deseable calibrar su valor con datos de campo o expresiones.

Los valores de otros parámetros para el empleo de las ecuaciones de transporte de sedimento son: $\rho_s = 2650 \text{ Kg/m}^3$ para arena de cuarzo; $\rho = 1025 \text{ Kg/m}^3$ para agua salada y $\rho = 1000 \text{ Kg/m}^3$ para agua dulce; $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ y $n = 0,4$. El índice de rotura es $\kappa = 0,78$ para playas planas y aumenta a más de 1.0 dependiendo de la pendiente de la playa (Weggel, 1972).

2.2.1.1. Obtención del parámetro K .

Diferentes autores han proporcionado valores o expresiones para la valoración del parámetro adimensional de proporcionalidad de la ecuación del CERC. A continuación se realiza una breve explicación de los más importantes.

En el *Shore Protection Manual* (1984) se propone un coeficiente adimensional constante de valor $K=0,39$, basado en cálculos donde se utiliza la altura de ola significativa. El valor del coeficiente correspondiente a la altura de ola H_{rms_b} es de 0,92.

Posteriormente, Komar & Inman (1970) introdujeron un valor de diseño $K=0,77$ para su utilización con la altura de ola en rotura H_{rms_b} . Este valor se usó comúnmente en cálculos de tasas de transporte costero.

Bailard (1981, 1984) desarrolló un modelo basado en la energía. Dicho modelo presenta el coeficiente adimensional K como una función del ángulo de rotura, de la velocidad orbital y de la velocidad de caída del sedimento, también basada en la altura de ola cuadrática media en rotura H_{rms_b} . El modelo fue calibrado con datos de campo y de laboratorio. A continuación se muestra la fórmula del modelo:

$$K = 0,05 + 2,6 \sin^2(2\alpha_b) + 0,007 \frac{u_{mb}}{w_f} \quad (11)$$

donde, w_f : velocidad de caída del sedimento

u_{mb} : velocidad orbital máxima definida como $y_{mb} = (\kappa/2)\sqrt{gh_b}$

La expresión de Bailard es válida dentro de los siguientes rangos:

$$\begin{aligned} 2,5 &\leq w_f \leq 20,5 \text{ (cm/s)} \\ 0,2^\circ &\leq \alpha_b \leq 15^\circ \\ 33 &\leq u_{mb} \leq 283 \end{aligned}$$

Otros autores han propuesto relaciones empíricas para la obtención del valor K de forma que el valor del coeficiente aumente cuando el tamaño del grano disminuye (Bruno,

Dean & Gable 1980; Dean *et al.* 1982; Kamphuis *et al.* 1986; Dean 1987), dándole así una dependencia del tamaño de grano a la ecuación del CERC.

El análisis realizado por Komar (1988) con los datos disponibles sugirió que los datos utilizados eran erróneos ya que no se observó ninguna dependencia del tamaño, en contra de lo que dicho autor afirmaba. Komar concluyó que no existen datos que demuestren una dependencia del parámetro K del tamaño del sedimento cuando se aplica la ecuación del CERC al rango de las arenas.

Del Valle, Medina & Losada (1993) propusieron una relación empírica del parámetro K , añadiendo datos de transporte procedentes del delta del río Adra en España que representaban una gama de tamaños de grano medio (de 0,4 a 1,5mm). Los parámetros de ola se obtuvieron a partir de boyas y observaciones visuales y se evaluaron las tasas de transporte de sedimento a partir de fotografías aéreas que documentaban un período de 30 años de evolución de la línea de orilla en cinco ubicaciones a lo largo del delta. Los resultados de su análisis refuerzan una tendencia de disminución del coeficiente K con el aumento del tamaño del sedimento. La relación empírica debe aplicarse con H_{rms} y mediana del tamaño de grano entre 0,4 y 1,5mm:

$$K = 1,4e^{-(2,5d_{50})}$$

Schoonees & Theron (1993, 1996) reexaminaron las medidas existentes y determinaron un valor aproximado de 0,2 para la K .

2.2.2. Kamphuis (1991)

Según Kamphuis (1991) las expresiones de transporte de sedimento deben basarse necesariamente en el análisis dimensional, ya que los detalles de los procesos físicos y sus interacciones no son bien conocidos. Por lo tanto, la tasa de transporte de sedimento se puede expresar como:

$$Q_s = f(H, T, h, \rho, \mu, g, x, y, z, t, \rho_s, D) \quad (1)$$

donde:

Q_s	Tasa de transporte de sedimento
H	Altura de ola
T	Período
h	Profundidad
ρ	Densidad del agua
μ	Viscosidad dinámica del agua
g	Aceleración debida a la gravedad
x, y, z	Direcciones
t	Tiempo
ρ_s	Densidad del sedimento
D	Diámetro del sedimento

Si Q_s se define en Kg/s , se puede reducir la ecuación 1 a una versión adimensional mediante técnicas estándar de análisis utilizando las variables H , T y ρ_s :

$$\Pi_Q = \frac{Q_s}{\rho H^3/T} = \phi \left(\frac{h}{H}, \frac{\rho_s}{\rho}, \frac{\mu/\rho_s}{H^2/T}, \frac{gT^2}{H}, \frac{x}{H}, \frac{y}{H}, \frac{z}{H}, \frac{t}{T}, \frac{D}{H} \right) \quad (2)$$

Como todas las relaciones son adimensionales se puede sustituir cualquier relación por ella misma elevada a una potencia (por ejemplo, su inverso), también por el producto de la relación (posiblemente elevada a una potencia) con una constante o cualquiera de las otras relaciones adimensionales (que también pueden estar elevadas a una potencia). Para obtener parámetros adimensionales más útiles se combinan los términos de la ecuación 2 de la siguiente forma:

$$\frac{Q_s}{\rho_s H^3/T} = \phi \left(\frac{H}{h}, \frac{\rho_s}{\rho}, \left\{ \frac{H^2/T}{\mu/\rho_s} \sqrt{\frac{gT^2}{H}} \frac{\rho}{\rho_s} \right\}, \frac{2\pi H}{gT^2}, \left\{ \frac{H}{x} \frac{z}{H} \right\}, \left\{ \frac{y}{H} \frac{H}{x} \right\}, \frac{z}{H}, \frac{t}{T_p}, \frac{H}{D} \right) \quad (3)$$

Debido a que la mayor parte del transporte de sedimentos a lo largo de la costa ocurre en la zona de rotura y se relaciona con la rotura de ola, se usa como parámetro determinante la altura de ola significativa en rotura $H_{s,b}$. Asimismo, se usa el período de pico, T_p , para definir el período de ola. La ecuación 3 se reduce a:

$$\frac{Q_s}{\rho_s H_{s,b}^3/T_p} = \phi \left(\frac{H_{s,b}}{h_b}, \frac{\rho_s}{\rho}, \frac{H_{s,b} \sqrt{gH_{s,b}}}{\mu/\rho}, \frac{H_{s,b}}{L_{o,p}}, m_b, \alpha_b, \frac{z}{H_{s,b}}, \frac{t}{T_p}, \frac{H_{s,b}}{D_{50}} \right) \quad (4)$$

La ecuación 4 muestra que la tasa de transporte adimensional es función del índice de rotura, de la densidad relativa del sedimento, del Número de Reynolds de la ola en rotura, del peralte de la ola, de la pendiente de la playa, del ángulo del oleaje, de la profundidad en términos de altura de ola, del tiempo (como número de olas) y de la relación entre altura de ola y diámetro de grano de sedimento.

Algunas relaciones pueden suprimirse del análisis sin pérdida de información significativa asumiendo ciertas hipótesis que se enumeran a continuación.

El índice de rotura ($H_{s,b}/h_b$) viene determinado por el proceso de rotura en sí mismo y no es, por lo tanto, un parámetro libre.

La relación entre densidades es relativamente constante ya que sólo se considera el transporte de sedimentos de tamaños similares.

El proceso de rotura es turbulento, por lo tanto, la dependencia del Número de Reynolds es pequeña.

Como el valor de la tasa de transporte de sedimento, Q_s , es integrado en la vertical, el término z/H_s resulta irrelevante.

El valor de la tasa de transporte, Q_s , es un valor promediado en el tiempo con lo que t/T_p resulta irrelevante.

La teoría de transporte indica que la dependencia en el ángulo del oleaje es función de $\sin(2\alpha_b)$.

Todo ello resulta en una función tal que:

$$\Pi_Q = \frac{Q_s}{\rho H^3 / T} = f\left(\frac{gT^2}{H}, \alpha, \frac{D}{H}, m\right) \quad (5)$$

Imponiendo que la pendiente de la playa, m , se define como h_b/X_b y que el término gT^2/H es proporcional al peralte del oleaje, L/H , se obtiene la ecuación 6 para :

$$\frac{Q_s}{\rho H_{s,b}^3 / T_p} = K \left(\frac{H_{s,b}}{L}\right)^p m_b^q \left(\frac{H_{s,b}}{D_{50}}\right)^r \text{sen}^s(2\alpha_b) \quad (6)$$

La tasa de transporte de sedimento adimensional es una función del peralte de ola, de la pendiente de la playa, del ángulo de incidencia de la ola y de la altura de ola relativa, tomada como relación entre las fuerzas perturbadoras y las fuerzas restauradoras.

Como en modelos hidráulicos resulta más fácil realizar la medición de la masa de sedimento transportado bajo el agua (la arena recogida en una trampa se puede ir pesando constantemente) la tasa de transporte de sedimento de Kamphuis (1991) se expresó como Q_u en Kg/s (masa sumergida). Reemplazando ρ_s en la ecuación 4 por $(\rho_s - \rho)$ y con la constante y los exponentes resultantes de los modelos experimentales quedó la siguiente expresión:

$$\frac{Q_u}{(\rho_s - \rho) H_{s,b}^3 / T_p} = 7,9 \times 10^{-4} \left(\frac{H_{s,b}}{L_{0,p}}\right)^{-1,25} m_b^{0,75} \left(\frac{H_{s,b}}{D_{50}}\right)^{0,25} \text{sen}^{0,6}(2\alpha_b) \quad (7)$$

La ecuación 7 es la más adecuada y se puede simplificar como:

$$Q_u = 7,9 \times 10^{-4} (\rho_s - \rho) \left(\frac{g}{2\pi}\right)^{1,25} H_{s,b}^2 T_p^{1,5} m_b^{0,75} D_{50}^{-0,25} \text{sen}^{0,6}(2\alpha_b) \quad \text{ó} \quad (8)$$

$$Q_u = 2,27 H_{s,b}^2 T_p^{1,5} m_b^{0,75} D_{50}^{-0,25} \text{sen}^{0,6}(2\alpha_b) \quad [Kg/s] \quad (\text{masa sumergida}) \quad (9)$$

Con mayor pendiente la zona de rompientes es más estrecha con lo que la turbulencia es más importante y hay mayor cantidad de material en suspensión, que es muy susceptible de ser transportado. Kamphuis, en sus expresiones a partir de ensayos de laboratorio, sugiere utilizar la “pendiente de rotura”, m_b , que es la pendiente que *causa* la rotura del oleaje, por lo tanto, es la pendiente media a una distancia de una o dos longitudes de onda mar adentro a partir de la rotura. No obstante, esto es artificial debido a las limitaciones del modelo físico. Se sugiere utilizar, por lo tanto, una pendiente media entre la línea de orilla y el punto de rotura.

Dado que la tasa de transporte de sedimento bajo el agua no es una unidad muy práctica, se pueden realizar dos variaciones en las ecuaciones 7 y 9.

Para Kg/s de sedimento seco, las ecuaciones relevantes son las siguientes:

$$\frac{Q_s}{\rho H_{s,b}^3 / T_p} = 7,9 \times 10^{-4} \left(\frac{H_{s,b}}{L_{0,p}} \right)^{-1,25} m_b^{0,75} \left(\frac{H_{s,b}}{D_{50}} \right)^{0,25} \text{sen}^{0,6}(2\alpha_b) \quad \text{ó} \quad (10)$$

$$Q_s = 3,65 H_{s,b}^2 T_p^{1,5} m_b^{0,75} D_{50}^{-0,25} \text{sen}^{0,6}(2\alpha_b) \quad [Kg/s] \text{ (masa seca)} \quad (11)$$

Y para volumen de sedimento transportado, las ecuaciones son:

$$\frac{Q_v}{H_{s,b}^3 / T_p} = 7,9 \times 10^{-4} \left(\frac{H_{s,b}}{L_{0,p}} \right)^{-1,25} m_b^{0,75} \left(\frac{H_{s,b}}{D_{50}} \right)^{0,25} \text{sen}^{0,6}(2\alpha_b) \quad (12)$$

Para arena con porosidad de 0,32 y unidades en m^3/h :

$$Q_v = 7,9 \times 10^{-4} \left(\frac{3600}{(1-0,32)} \right) \left(\frac{g}{2\pi} \right)^{1,25} H_{s,b}^2 T_p^{1,5} m_b^{0,75} D_{50}^{-0,25} \text{sen}^{0,6}(2\alpha_b) \quad \text{ó} \quad (13)$$

$$Q_v = 7,3 H_{s,b}^2 T_p^{1,5} m_b^{0,75} D_{50}^{-0,25} \text{sen}^{0,6}(2\alpha_b) \quad [m^3/h] \quad (14)$$

2.2.3. Van Rijn (2001)

La fórmula obtenida por Van Rijn (2001) se basa en las ecuaciones anteriores, además de utilizar un modelo probabilístico centrado en la zona de surf, para calcular la distribución del transporte de arena a lo largo del perfil transversal de la orilla.

La fórmula se calibró para condiciones suaves de ola, debido a la falta de datos en condiciones de tormenta, con un total de siete conjuntos de datos fiables de diversos lugares de EE.UU. y Países Bajos. Este conjunto de datos se utilizó para establecer la relación entre la altura de ola, el ángulo de incidencia y la tasa de transporte, pero resultó ser pequeño para detectar cualquier influencia del sedimento, el periodo o el perfil, que se estudiaron a partir del modelo estadístico.

El principal resultado de este estudio fue una expresión general (similar a la del CERC y a la de Kamphuis) del transporte longitudinal de sedimento, que incluye los efectos de la pendiente del perfil y de las mareas. Los coeficientes de la fórmula se basaron en resultados computacionales del modelo probabilístico.

Para el análisis de las tasas de transporte longitudinal medidas y la comprobación de los modelos de transporte longitudinal se centró la atención en seis conjuntos de datos de mediciones a corto plazo, usando métodos directos o cambios de volumen. En cuanto a cambios de volumen a largo plazo sólo se consideró un caso con una dirección de oleaje predominante. Las tasas totales de transporte de arena medidas se dibujaron en función del parámetro $W = (H_{s,b})^3 \text{sen}(2\theta_b)$ y se observó que la línea de tendencia, válida en el rango de arena entre 0,15 y 0,5mm y pendientes de playa entre 0,02 y 0,1, se podía representar como:

$$Q_{t,mass} = 40 (H_{s,b})^3 \text{sen}(2\theta_b) \quad (1)$$

donde

$$\begin{aligned} Q_{t,mass} & \text{ Transporte longitudinal de arena (kg/s; masa seca)} \\ H_{s,b} & \text{ Altura de ola significativa en rotura (m)} \\ \theta_b & \text{ Ángulo de ola en rotura (en grados)} \end{aligned}$$

La ecuación 1 puede expresarse también como:

$$Q_{t,mass} = K_1 (H_{s,b})^{2.5} V_{wave,L} \quad (2)$$

$$V_{wave,L} = K_2 (gH_{s,b})^{0.5} \text{sen}(2\theta_b) \quad (3)$$

donde

$$\begin{aligned} V_{wave,L} & \text{ Velocidad de corriente longitudinal en el centro} \\ & \text{ de la zona "surf" debida al oleaje en rotura} \\ K_1 K_2 g^{0.5} & 40 \\ K_2 & 0,3 \end{aligned}$$

A partir de aquí se deduce que la tasa de transporte longitudinal se puede describir como una combinación de un parámetro de agitación (K_1) y una velocidad de corriente longitudinal ($V_{wave,L}$) en la zona de surf. El valor del coeficiente K_2 se basó en el análisis de mediciones de campo de velocidad de corriente longitudinal. Las ecuaciones 2 y 3 se utilizaron para la inclusión de la velocidad de corriente inducida por la marea.

El desarrollo por Van Rijn de una nueva ecuación simplificada para el transporte longitudinal de arena dio como resultado la siguiente fórmula (incluyendo todos los efectos):

$$Q_{t,mass} = K_0 K_{swell} K_{grain} K_{slope} (H_{s,b})^{2.5} V_{eff,L} \quad (4)$$

donde

$$\begin{aligned} Q_{t,mass} & = \text{Transporte longitudinal de arena (en kg/s, masa seca).} \\ H_{s,b} & = \text{Altura de ola significativa en rotura (m).} \\ V_{eff,L} & = \left[(V_{wave,L})^2 + (V_{tide,L})^2 \right]^{0.5} = \text{Velocidad longitudinal efectiva en el centro} \\ & \text{ de la zona de surf (m/s) con velocidades de marea y de oleaje en la} \\ & \text{ misma dirección (signo negativo para condiciones opuestas).} \\ V_{wave,L} & = 0.3 (gH_{s,b})^{0.5} \text{sen}(2\theta_b) = \text{Velocidad longitudinal inducida por el oleaje} \\ & \text{ en el centro de la zona de surf (incluye el efecto del viento).} \\ V_{tide,L} & = \text{Velocidad longitudinal debida a la marea en el centro de la zona de surf} \\ & \text{ (0 m/s para casos sin marea; 0.1 m/s para micro mareas; 0.3 m/s para} \\ & \text{ meso mareas; 0.5 m/s para macro mareas).} \\ \theta_b & = \text{Ángulo de incidencia del oleaje en la línea de rotura (grados).} \\ K_0 & = 42 \end{aligned}$$

$K_{swell} = T_{swell} / T_{ref}$ = Factor de corrección para mar de fondo (swell) con T_{ref} = periodo de ola de referencia = 6s; $K_{swell} = 1$ para mar de viento (sea).

$K_{grain} = d_{50,ref} / d_{50}$ = Factor de corrección del tamaño de la partícula ($d_{50,ref} = 0.2mm$), con $K_{grain,min} = 0.1$ para $d_{50} > 2mm$.

$K_{slope} = (\tan \beta / \tan \beta_{ref})^{0.5}$ = Factor de corrección de la pendiente ($K_{slope,max} = 1.25$, $K_{slope,min} = 0.75$); $\tan \beta$ = pendiente actual, $\tan \beta_{ref} = 0.01$ (pendiente de referencia). La pendiente general del perfil se define como la pendiente existente entre la línea de orilla y el contorno a 8m de profundidad. $\tan \beta = 8 / B$ donde B es la distancia entre la línea de orilla y la línea correspondiente al contorno de profundidad de 8m; la pendiente de playa de la zona interior de surf **no** se puede usar en el factor de corrección de la pendiente.

Suponiendo una costa uniforme y recta, con líneas batimétricas paralelas, la profundidad en la línea de rotura (lugar donde rompe el 5% del oleaje) puede estimarse como:

$$h_b = \left[(H_{s,o}^2 c_o \cos \theta_o) / (\alpha \gamma^2 g^{0.5}) \right]^{0.4} \quad (5)$$

El ángulo de incidencia del oleaje en la línea de rotura (θ_b) se puede determinar como:

$$\sin \theta_b = \frac{c_b}{c_o} \sin \theta_o \quad (6)$$

con:

$H_{s,o}$ = Altura de ola significativa en aguas profundas.

c_o, c_b = Velocidad de propagación del oleaje en aguas profundas y en rotura.

θ_o, θ_b = Ángulo de incidencia del oleaje (normal a la costa) en aguas profundas y en la línea de rotura.

$\gamma = H_{s,b} / h_b = 0.4$ = Coeficiente de rotura basado en el 5% roto.

$\alpha = 1.8$ = Coeficiente de calibración basado en los datos.

$L_o = (g / 2\pi) T_p^2$ = Longitud de onda en aguas profundas.

Se puede observar como con una velocidad de marea nula, un tamaño de grano de 0,2 milímetros, una pendiente del 1% y un factor de corrección con mar de fondo igual a uno, la ecuación 4 se reduce a la ecuación 1, línea de tendencia de la representación de las tasas de transporte medidas.

2.2.3.1. Determinación de los coeficientes K de corrección.

Los coeficientes K se determinaron a través del análisis de los resultados obtenidos con una serie de condiciones básicas definidas a partir del modelo probabilístico. Dichas condiciones se mencionan a continuación.

El perfil utilizado como modelo (Egmond, Países Bajos) está caracterizado por la existencia de dos grandes barras y el tamaño de las partículas se supuso en el rango de 0.2mm y 0.4mm. Además, se supuso el nivel de agua medio metro por encima del nivel medio del mar, con una temperatura del agua de 10°C y una salinidad de 30 partes por mil.

El clima de oleaje en la zona offshore se definió a una profundidad de 15 metros, con una altura de ola significativa en el rango de 1 a 5 metros, periodos de ola entre 5 y 9 segundos y ángulos de incidencia de oleaje entre 10 y 70 grados. Se definió el clima de oleaje a esa profundidad porque las condiciones de ola en esa zona se miden, generalmente, mediante boyas direccionales fondeadas en profundidades de este orden de magnitud. Cabe señalar que esta profundidad no pertenece realmente a aguas profundas en condiciones de tormenta.

La velocidad longitudinal en la frontera de las aguas profundas debida a las corrientes longitudinales inducidas por la marea y el viento se asumió entre 0.5 m/s (para alturas de ola de 1 metro) y 1 m/s (para alturas de ola de 5 metro), además, se asume que los efectos inducidos por el viento son dominantes durante las tormentas.

Para determinar los factores de corrección (K), que representan el efecto de los parámetros básicos, se consideró lo siguiente: periodo de ola de mar de fondo (swell); tamaño de las partículas de sedimento en un rango entre 0,15mm y 10mm para una condición de ola dada (ángulo de incidencia del oleaje de 30 grados y altura de ola de 3m, ambos en la zona offshore); velocidad longitudinal inducida por el viento y por la marea en la frontera de las aguas profundas para varias condiciones de ola en la zona offshore; forma del perfil de 3 lugares diferentes (Duck, EEUU; Egmond y Noordwijk, Países Bajos) para varias condiciones de ola en la zona offshore.

El factor de corrección del tamaño de partículas, K_{grain} , se estableció en un valor constante de 0,1 para partículas de tamaño superior a 2mm. lo que significa que el transporte longitudinal de material grueso ($> 2mm$), basado en la ecuación 4, se supone independiente del tamaño de grano. Para materiales gruesos predomina el transporte de fondo y no depende demasiado del diámetro de la partícula, lo que se desprende de la formulación existente de dicho transporte. Un factor K_{grain} constante puede ser realista para la gama de guijarros y grava (de 2mm a 50mm), pero no es realista para tamaños mayores ($> 50mm$). Resultaría necesario un mayor estudio para determinar un factor K_{grain} correcto, que pueda representar el efecto del tamaño de las partículas gruesas de todos los materiales, incluyendo la transición a condiciones de material inmóvil.

2.2.3.2. Validación de la fórmula.

La ecuación del transporte longitudinal de sedimentos obtenida por Van Rijn resultó válida para playas de arena y grava/guijarros. Chadwick (1989) y Nicholls & Wright (1991) probaron su aplicabilidad en playas de grava - guijarros a partir de dos conjuntos de datos del Reino Unido. Chadwick (2001) utilizó la ecuación para evaluar si proporcionaba resultados realistas del transporte neto anual de guijarros en la costa

Shoreman. El transporte longitudinal neto anual, basado en el clima de oleaje del lugar, se calculó en cerca de 14.000m^3 , muy cercano al valor medido de 15.000m^3 .

2.2.4. *Larson et al. (2007)*

La mayoría de las fórmulas ya existentes sólo consideraban las corrientes generadas por el oleaje (CERC, 1984; Kamphuis, 1991) y despreciaban otros mecanismos, como el viento y las mareas, que podrían influir en la tasa de transporte. Según *Larson et al. (2007)*, existía la necesidad de tener una fórmula que incluyera otros efectos de generación de corrientes, además de incluir al mismo tiempo, los principales factores físicos (características de sedimentos y oleaje). Con el fin de proporcionar predicciones robustas y fiables de la tasa de transporte longitudinal, la fórmula se validó con un extenso conjunto de datos que abarcaba un amplio rango de oleajes, sedimentos y condiciones de playa.

Se asumió que el transporte en suspensión es el modo dominante de transporte en la zona de surf, ya que, generalmente, las olas en rotura levantan la mayor parte del sedimento susceptible de ser transportado, mientras que fuera de la zona de surf se transporta mucho menos sedimento. En definitiva, se requiere la presencia del oleaje en rotura para movilizar el sedimento, mientras que cualquier tipo de corriente (oleaje, viento y/o marea) puede transportarlo. La ola en rotura levanta el sedimento y mantiene una distribución promedio de la concentración $c(x, z)$ (c con unidades de m^3 de sedimento/ m^3 de agua). El volumen total de trabajo (W) necesario para mantener el sedimento en suspensión viene dado por el producto de la concentración y el peso sumergido de la partícula con la velocidad de caída w_s ,

$$W = \int_0^{x_b} \int_{-h(x)}^0 c(x, z)(\rho_s - \rho)gw_s dz dx \quad (1)$$

donde

x	Coordenada transversal con origen en la línea de orilla
z	Coordenada vertical con origen en el nivel del mar en reposo
h	Profundidad del agua

El flujo de energía del oleaje hacia la orilla es $F = EC_g$ y una parte de esta energía (ε) se utiliza para el trabajo W , es decir, $W = \varepsilon F$, que proporciona:

$$W = \varepsilon F = (\rho_s - \rho)gw_s \int_0^{x_b} \int_{-h(x)}^0 c(x, z) dz dx \quad (2)$$

Tomando la tasa de transporte como el producto de la concentración y la velocidad longitudinal de la corriente (V), la tasa total de transporte viene dada por:

$$Q_{lst} = \int_0^{x_b} \int_{-h(x)}^0 c(x, z)V(x, z) dz dx \quad (3)$$

Suponiendo una velocidad de corriente longitudinal o representativa y sustituyendo la integral con la fracción de energía de oleaje entrante utilizada para mantener el sedimento en suspensión se obtiene:

$$Q_{lst} = \frac{\varepsilon}{(\rho_s - \rho)(1-a)gw_s} F\bar{V} \quad (4)$$

donde

Q_{lst}	Tasa total de transporte longitudinal de sedimentos
ε	Coefficiente de transporte
w_s	Velocidad de caída del sedimento
\bar{V}	Velocidad media de la corriente longitudinal en la zona surf
a	Porosidad

Según Larson *et al.*, el valor del coeficiente de transporte se podría determinar utilizando datos de campo y laboratorio o a través de algunas consideraciones teóricas. También afirmó que en un modelo perfecto de transporte longitudinal ε sería una constante universal, pero debido a las simplificaciones del modelo físico utilizado para describir los procesos involucrados se previó que ε podía variar en función de las condiciones del oleaje y el sedimento. Por lo tanto, la nueva fórmula es capaz de incluir cualquier tipo de corriente y el efecto del tamaño del sedimento, descrito a través de la velocidad de caída.

Para el cálculo de la tasa de transporte longitudinal (ecuación 4) hay que conocer la corriente longitudinal media y el flujo de energía de oleaje. La información del oleaje para estimar su flujo de energía suele estar disponible y, si la corriente ha sido medida, es sencillo calcular la tasa de transporte. Sin embargo, las mediciones de corriente no estarán disponibles en general y se deberá calcular \bar{V} por otros medios. Según Larson & Kraus (1991), se puede escribir una expresión de la corriente longitudinal mediante la aplicación de una ecuación simple de momento longitudinal con fricción lineal y desestimando el efecto lateral:

$$\frac{2}{\pi} \rho c_f u_o V = \frac{dS_{xy}}{dx} \quad (5)$$

donde	c_f	Coefficiente de fricción
	u_o	Velocidad orbital en el fondo
	S_{xy}	Tensor de radiación

Asumiendo condiciones de aguas someras, se tienen las siguientes relaciones:

- a) La teoría linear del oleaje da un valor representativo de la velocidad orbital máxima cerca del fondo:

$$u_o = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{h}} \quad (6)$$

donde H es la altura de ola y h es la profundidad del agua.

- b) Dentro de la zona de surf, la relación entre la altura de ola y la profundidad es:

$$H = \gamma_b h \quad (7)$$

donde el coeficiente de rotura se toma como 0,78.

- c) La componente longitudinal del tensor de radiación viene dada por (Longuet & Higgins, 1970):

$$S_{xy} = \frac{1}{16} \rho g H^2 \sin 2\theta \quad (8)$$

d) La ley de Snell para la refracción es:

$$\frac{\sin \theta_b}{\sqrt{g h_b}} = \frac{\sin \theta}{\sqrt{g h}} \quad (9)$$

Sustituyendo en la ecuación 5 con las expresiones anteriores y utilizando el perfil de equilibrio de Dean, $h = A x^{2/3}$, donde A es un parámetro de forma, la velocidad resulta:

$$V = \frac{5}{24} \frac{\pi \gamma_b \sqrt{g}}{c_f} A^2 \frac{x^{1/3}}{\sqrt{h_b}} \sin \theta_b \quad (10)$$

En la ecuación 10, V varía a través del perfil y \bar{V} se determina como:

$$\bar{V} = \frac{1}{x_b} \int_0^{x_b} V dx = \frac{5}{32} \frac{\pi \gamma_b \sqrt{g}}{c_f} A^{3/2} \sin \theta_b \quad (11)$$

Para una ola que no es normalmente incidente en la costa, el flujo de energía de ola es:

$$F_b = E_b C_{gb} \cos \theta_b \quad (12)$$

donde $E_b = \frac{1}{8} \rho g H_b^2$ Energía de ola (13)

$$C_{gb} = \sqrt{g H_b / \gamma_b} \quad \text{Celeridad de grupo} \quad (14)$$

Despreciando la disipación de energía mar adentro de la zona de surf (es decir, la fricción del fondo), el flujo de energía del oleaje necesario en la ecuación 4 se puede estimar a cualquier profundidad a partir de $F = F_b$.

2.2.4.1. Coeficiente de transporte.

De la comparación de las tasas de transporte medidas y calculadas con la ecuación 4 se dedujo que la fórmula podía simular los datos satisfactoriamente.

Se describió correctamente la dependencia de los parámetros medios principales y se reprodujeron las tendencias observadas. Sin embargo, en la selección del valor óptimo del coeficiente de transporte (ϵ) para el mejor ajuste de la fórmula, éste varió notablemente entre los diferentes casos experimentales.

De los datos de alta calidad de los que se disponía (180 casos) se emplearon 2/3 para la estimación del valor óptimo del coeficiente de transporte (ϵ) y el tercio restante para la evaluación de la capacidad predictiva de la nueva formulación. Los conjuntos de datos consistían en propiedades del oleaje, características del sedimento y tasas de transporte longitudinal medidas en diferentes lugares. La mayoría de los conjuntos de datos involucrados en el transporte longitudinal fueron inducidos por rotura del oleaje y no se recopilaron datos significativos de corrientes impulsadas por marea o viento. El transporte en la zona de resaca (swash) no fue incluido, aunque no resultaba significativo

ya que la mayor parte del transporte durante las tormentas se supone que sucede en la zona de surf o rotura.

Las razones de la gran dispersión en los valores obtenidos de ε podían ser varias, incluyendo errores experimentales, incertidumbres en el cálculo de la corriente, representaciones insatisfactorias de las condiciones de contorno y fracaso en la inclusión de los parámetros principales en la fórmula. Con respecto a este último motivo, la posible dependencia de ε de parámetros físicos se investigó y cuantificó mediante la combinación de un análisis dimensional y un análisis de los datos materiales.

Las propiedades hidrodinámicas y sedimentológicas medidas en cada caso experimental se utilizaron para investigar la dependencia del coeficiente de transporte (ε) de los principales parámetros medios. Ilustrando el coeficiente de transporte frente a la altura de ola significativa en rotura, el período de pico, el tamaño de grano y su velocidad de caída, se observó que ε tenía una pequeña dependencia de la altura de ola, una dependencia menor del periodo de ola y una tendencia a disminuir con el incremento de D_{50} , pero no se encontró ninguna relación marcada entre ellos.

A pesar de que la dispersión era significativa, si la altura de ola significativa en rotura se normalizaba con el tamaño de grano se distinguía una tendencia lineal entre ε y $H_{s,b}/D_{50}$. Para encontrar los parámetros adimensionales que describían mejor el coeficiente de transporte se realizó un análisis dimensional más sistemático.

El coeficiente de transporte, que expresa la eficiencia de las olas en el mantenimiento de los granos de arena en suspensión, se tomó como una función de las siguientes variables:

$$\varepsilon = f(H_{s,b}, L_0, T_p, h_b, D_{50}, w_s, g, \rho) \quad (17)$$

Utilizando ρ , g , y $H_{s,b}$ como variables básicas, el análisis dimensional proporciona:

$$\varepsilon = \phi_1 \left(\frac{h_b}{H_{s,b}}, \frac{w_s T_p}{H_{s,b}}, \frac{D_{50}}{H_{s,b}}, \frac{g T_p^2}{H_{s,b}}, \frac{L_0}{H_{s,b}} \right) \quad (18)$$

donde ϕ_1 es una función. A pesar de que tanto $H_{s,b}/gT_p^2$ como $H_{s,b}/L_0$ definen el peralte de ola, sólo se considerará el primero. Además, $H_{s,b}/h_b$ caracteriza la rotura de ola y como, por definición, la fórmula sólo describe el transporte en la zona de surf, este parámetro no se incluyó. Se pudo simplificar la ecuación 18 en:

$$\varepsilon = \phi_2 \left(\frac{H_{s,b}}{w_s T_p}, \frac{H_{s,b}}{D_{50}}, \frac{H_{s,b}}{L_0} \right) \quad (19)$$

en la que $H_{s,b}/w_s T_p$ se conoce como el número de Dean (Dean, 1973).

El número de Dean y $H_{s,b}/D_{50}$ expresan ambos el efecto relativo de las propiedades del sedimento, donde el primero a menudo se usa para caracterizar la carga suspendida y el segundo la carga de fondo. Se pudo obtener un ajuste razonable entre ε y el número de Dean usando el conjunto de datos de calibración (el tercio de datos utilizados para la validación de la formulación). El mejor ajuste a una línea recta resultó:

$$\varepsilon = \left(9.0 + 4.0 \frac{H_{s,b}}{w_s T_p} \right) \cdot 10^{-5} \quad (20)$$

con un coeficiente de determinación de $r^2 = 0,63$. Eliminando el número de Dean y trabajando con las otras relaciones adimensionales de la ecuación 19 se obtuvo, utilizando aproximaciones sucesivas (Kamphuis, 1991):

$$\varepsilon = \phi_3 \left\{ \left[\frac{H_{s,b}}{D_{50}} \left(\frac{L_0}{H_{s,b}} \right)^n \right]^p \right\} \quad (21)$$

donde los exponentes se determinaron en $\phi_3 = 1$, $p = 1$ y $n = -0.05$ con un coeficiente de determinación de $r^2 = 0.57$. La influencia del peralte de ola es limitada, lo que se desprende del bajo valor obtenido para n .

En conclusión, el coeficiente de determinación es mayor cuando se utiliza el número de Dean. Además, para representar los procesos de sedimento suspendido el número de Dean es más apropiado que $H_{s,b}/D_{50}$, por lo tanto, se recomienda la ecuación 20 para la predicción de ε .

2.2.4.2. Comparación entre predicciones de transporte y transportes medidos.

Para la validación de una fórmula nueva de transporte longitudinal de sedimentos resulta necesario realizar una comparación entre las predicciones obtenidas con la fórmula y una gran cantidad de datos (abarcando un amplio rango de olas, corrientes, sedimentos y condiciones topográficas).

La capacidad predictiva de la fórmula, con el coeficiente de transporte determinado por la ecuación 20, se estudió con el uso de los datos disponibles, realizando comparaciones cuantitativas y cualitativas entre mediciones y predicciones en cuanto a la dispersión, tendencia y agrupación de los puntos calculados en torno a la línea de tendencia.

Como medida de dispersión se calculó el error de la raíz cuadrática media (S_{rms}). Un menor valor de S_{rms} implica una menor dispersión. A partir de los resultados obtenidos se observó que la nueva ecuación proporcionaba la menor dispersión, si se la comparaba con otras ecuaciones, seguida en orden por las fórmulas de Kamphuis y el CERC, respectivamente.

Dibujando las tasas de transporte medidas frente a las calculadas con la nueva formulación (ecuación 4), el ratio de discrepancia era del 38%. La fórmula del CERC (1984) mostró una tendencia a sobrepredecir las tasas de transporte y dio el mayor ratio de dispersión y discrepancia, con un valor del 82%. Kamphuis (1991) generó predicciones algo mejores que el CERC con un ratio de discrepancia del 58%, pero también sobrepredice valores bajos de tasas de transporte.

2.3. Análisis y conclusiones de las formulaciones integradas.

2.3.1. Formulación del CERC (1984).

La ecuación desarrollada por el Coastal Engineering Research Center (CERC) tiene unas limitaciones importantes que hay que tener en cuenta a la hora de utilizar esta formulación.

Existen parámetros físicos importantes que tienen influencia en las tasas de transporte y no se incluyen en esta expresión. Entre ellos se encuentra el tamaño y distribución granulométrica del sedimento, que es, indiscutiblemente, un factor determinante a la hora de evaluar las tasas de transporte longitudinal de sedimentos.

Los parámetros más importantes incluidos en la ecuación son la altura de ola y el ángulo del oleaje, que tienen una indudable influencia en el transporte del sedimento, por considerarse el oleaje el inductor principal del transporte. Aunque, por otro lado, no se considera el tipo de rotura del oleaje.

Es una fórmula empírica y, por lo tanto, se considera que tiene una precisión de $\pm 30-50\%$, lo que refleja una gran incertidumbre en la obtención de resultados. Un error del 10% en la altura de ola en rotura conlleva a un error del 25% en la tasa de transporte.

Al ser una fórmula integrada, no proporciona información de la distribución del transporte del sedimento, ya que supone un transporte longitudinal uniforme a través de la zona de rompientes. Debido a esto, no tiene en cuenta la existencia de accidentes geográficos, naturales o artificiales, que puedan alterar dicho transporte y que son muy comunes en costas de todo el mundo. Todo ello es causado porque la fórmula del CERC se desarrolló para costas uniformes de EE.UU. en las que el material era arena. Por lo tanto, se deberá ajustar la constante K de proporcionalidad en cada caso de estudio diferente.

La fórmula del CERC no se puede aplicar cuando la velocidad de las corrientes de marea es importante ya que sólo considera el oleaje inducido por rotura del oleaje y si la marea es importante, su velocidad puede provocar un aumento considerable en las tasas de transporte que la ecuación del CERC no es capaz de determinar.

Todo ello hace que la fórmula del CERC sea sólo válida en un estrecho intervalo de condiciones y se comporte de manera que sobrepredice en la mayoría de los casos.

2.3.2. Formulación de Kamphuis (1991).

Es necesario considerar cuatro aspectos de la labor realizada por Kamphuis. El primero es el hecho de que la dispersión en los datos de campo es mucho mayor que la dispersión obtenida en los datos del modelo físico. Esta cuestión se abordó a partir del análisis de nuevos datos de campo para la mayor validación de la fórmula. El segundo aspecto es que los datos se basaron en una condición de ola única, una ola de laboratorio constante o una condición de ola representativa, aproximando las condiciones medias de ola a largo término. Con el análisis de nuevos datos se procuró la mejora de este aspecto ya que algunos de estos datos eran para una condición media de ola única, pero otros se basaron en series temporales detalladas de observaciones de oleaje para comprobar si esos datos podían mejorar el rendimiento. El tercer aspecto a considerar fue la existencia de una "laguna" en los datos, entre los valores de 0,1 y 1 Kg/s. Para la

solución de este punto, Van Hijum Pylarczyk (1982) y Wang *et al.* (2002) incorporaron datos de modelos para alturas de ola y tamaño de grano situados en este rango. El cuarto aspecto a tener en cuenta es que las expresiones no contienen una condición crítica de movilidad necesaria para un tamaño de grano mayor al de la arena. El trabajo experimental necesario para la solución de este aspecto estaba en curso en Julio de 2002 (fecha del documento).

A continuación se presentan las conclusiones obtenidas para la ecuación de Kamphuis.

La ecuación modificada de Kamphuis (1991) reduce drásticamente la influencia del tamaño de grano y de la altura de ola, además, reduce moderadamente la influencia de la pendiente de la playa y del ángulo del oleaje en rotura, ya que incluye todos estos parámetros en su formulación.

Comparando la ecuación de Kamphuis con la del CERC se observa que Kamphuis llega a una expresión similar a la del CERC partiendo de un mayor número de variables. Con el CERC se obtiene una tasa de transporte constante con el periodo, en cambio, Kamphuis introduce el periodo y la pendiente de la playa, que depende del tamaño del sedimento, como variables. Lo que provoca que, según Kamphuis (1991), la fórmula estándar del CERC ($K=0,77$) sobreprediga considerablemente las tasas de transporte medidas para tamaños de partículas entre 0,2mm y 0,6mm y pendientes de playa en el intervalo de $\tan\beta=0,01$ y 0,1.

Con la publicación de un artículo en 2002, Kamphuis pretendía emplear los datos de campo para probar y/o mejorar su propia expresión (Kamphuis, 1991). En dicho trabajo se llegó a diversas conclusiones.

Kamphuis (2002) afirmó que el transporte de sedimento es un fenómeno continuo que debe incluir datos de campo y de laboratorio. Además, con el análisis realizado de datos sugirió que mejorar las expresiones de transporte longitudinal existentes con la única utilización de datos de campo es difícil. Ello se debe a que los datos contienen grandes incertidumbres en las variables básicas, tales como pendiente, tamaño de grano y/o ángulo y que la variación de los parámetros dentro de rangos razonables puede llevar a diferentes conclusiones. Además, las estimaciones de campo de las tasas de transporte son inexactas ya que las mediciones son puntuales y no integradas en la zona de surf y a lo largo de la costa; las trampas de sedimentos y las estructuras son fácilmente rebasables y los volúmenes de sedimento derivados de fotografías aéreas periódicas están expuestos a una interpretación subjetiva y a grandes errores.

Otra conclusión a la que llegó Kamphuis es que los nuevos datos de oleaje, teóricamente obtenidos con mejores técnicas de medida, mostraban la misma incertidumbre que los datos viejos, con lo que no existía ninguna mejora en este aspecto. Además, los nuevos datos, basados en el clima de oleaje actual, provocaban que las variables básicas se convirtiesen en dependientes del tiempo y, por lo tanto, permitiesen una mayor interpretación subjetiva de los resultados.

Aún así, Kamphuis afirmó que a pesar de que los nuevos conjuntos de datos de campo no podían ser utilizados para la mejora de las ecuaciones, apoyaban claramente la evidencia de que éstas eran una buena representación de la tasa de transporte longitudinal para un amplio rango de condiciones.

2.3.3. Formulación de Van Rijn (2001).

A continuación se comentan las conclusiones más importantes a las que se llegó a partir del análisis de los resultados obtenidos con la ecuación desarrollada por Van Rijn.

Para empezar, los datos de campo sugirieron la presencia de una relación entre el transporte, la altura de ola y el ángulo de incidencia tal que $Q_{t, mass} = 40(H_{s,b})^3 \text{sen}(2\theta_b)$, dicha ecuación era la línea de tendencia en unos rangos de arena y pendiente determinados, por lo que dichos conjuntos de datos de campo no mostraron ninguna influencia sistemática del tamaño de la partícula o de la pendiente de la playa.

Por otro lado se vio que el transporte longitudinal de sedimentos variaba con el periodo de ola ya que un incremento o disminución del mismo, de un 10% a un 20% (con la misma altura de ola), conllevaba a una velocidad de corriente longitudinal y a un transporte de arena casi constante. En cambio, el transporte longitudinal de sedimentos se convertía en casi el doble para periodos largos de olas en mar de fondo. Este efecto se representó en la ecuación mediante un factor de corrección (K_{swell}).

También se observó que el transporte longitudinal de sedimentos variaba fuertemente con el tamaño de las partículas. El transporte longitudinal de sedimentos aumentaba significativamente para partículas de tamaño menores a 0.3mm debido al dominio del proceso de transporte en suspensión. En cambio, el transporte longitudinal de guijarros y grava era, aproximadamente, 10 veces menor que el transporte de arena en igualdad de condiciones. El efecto del tamaño de la partícula se reflejó en la ecuación mediante un factor de corrección (K_{grain}).

El efecto de la velocidad longitudinal adicional a la producida por el oleaje (en la frontera con las aguas profundas) resulta ser mayor con ángulos de incidencia de oleaje menores porque la velocidad longitudinal inducida por el oleaje es relativamente pequeña con ángulos pequeños de incidencia. El transporte longitudinal de fondo es significativamente mayor (hasta el 50%) si se incluye una velocidad adicional debida a los efectos de la marea y del viento con ángulos relativamente pequeños en la zona offshore (entre 5° y 10°). En cambio, dicho efecto de la velocidad longitudinal adicional es menos importante con ángulos de oleaje mayores de 20° en la zona offshore, particularmente en condiciones de tormenta, cuando las fuerzas inducidas por el oleaje son dominantes.

Por otro lado, el transporte longitudinal de sedimentos resultó estar bastante afectado por la forma del perfil. Un perfil relativamente empinado da lugar a alturas de ola mayores en la línea de rotura y a mayores velocidades longitudinales de corriente y, por lo tanto, mayores tasas de transporte en la zona de surf, en comparación con los valores de un perfil más suave. De manera similar, un perfil relativamente llano da lugar a alturas de ola menores en la línea de rotura y a menores velocidades longitudinales de corriente, con lo que sus tasas de transporte en la zona de surf también son menores. Estos efectos se pueden representar en la ecuación con un factor de corrección de pendiente (K_{slope}).

Comparando la ecuación de Van Rijn con las formulaciones anteriores se puede determinar que la fórmula del CERC proporciona resultados muy grandes (factor 2) en comparación con los valores medidos en condiciones de alta energía (episodio de tormenta) y más grandes todavía (factor 5) si las condiciones son de baja energía. En cambio, la ecuación de Kamphuis proporciona resultados pequeños (factor 1.5) en

comparación con los valores medidos en condiciones de alta energía (episodio de tormenta) y muy grandes (factor 3) en condiciones de baja energía.

2.3.4. Formulación de Larson *et al* (2007).

Larson *et al.* desarrollaron una fórmula para estimar la tasa de transporte longitudinal en base a una descripción física de la agitación y el movimiento del material, suponiendo que el oleaje en rotura moviliza el sedimento que luego es transportado por corrientes.

Para ello, se tomó la carga suspendida como predominante en la zona de surf y no se consideró representativo el transporte en la zona de resaca. Además, se supuso una corriente media representativa, que podía tener un origen diferente a la rotura del oleaje.

El coeficiente de transporte expresaba la eficiencia del oleaje en el mantenimiento de los granos de arena en suspensión. Al utilizar el coeficiente de transporte como principal parámetro de ajuste de la fórmula a los datos se observó que este coeficiente variaba marcadamente entre los conjuntos de datos, lo que implicaba que no se captó bien la dependencia de la tasa de transporte de algunos factores de gobierno. Para determinar los parámetros adimensionales más importantes que rigen el comportamiento del coeficiente de transporte se desarrolló una ecuación predictiva en términos del número de Dean (o velocidad de caída adimensional), identificado como el parámetro principal.

Los parámetros empíricos de esta ecuación se determinaron a través del contraste de 2/3 de los datos compilados, mientras que 1/3 de los datos se emplearon para la verificación de la ecuación. El uso de medidas de campo y laboratorio para la validación de fórmulas implica incertidumbres sustanciales.

La discrepancia entre los valores calculados y los medidos con esta nueva formulación resultó ser bastante inferior a la obtenida con otras ecuaciones.

La nueva ecuación está basada físicamente en la dependencia del tamaño de grano (inversamente proporcional a la velocidad de caída) e, indirectamente, a través de la velocidad media de la corriente longitudinal incluye efectos de la forma del perfil.

Por otro lado, una contribución ausente en la ecuación de Larson *et al.* es la influencia del efecto de mezcla lateral que tiende a allanar el perfil de velocidad (sobre todo en las proximidades de la línea de rotura). Dicho efecto lateral en la corriente media resulta poco pronunciado y su precisión se consideró suficiente para el propósito perseguido.

La incertidumbre también aparecía a través del coeficiente de fricción (c_f), que en el caso general dependía de las propiedades del flujo y del sedimento, pero se tomó como un valor constante (0,005 según Larson & Kraus, 1991).

Otra simplificación realizada en la ecuación fue el uso de una única ola representativa. En realidad, las olas son multidireccionales y aleatorias, hecho que afectaría a la magnitud de la corriente longitudinal así como al ancho de la zona de surf.

La incertidumbre en la estimación de la velocidad media de la corriente se reflejaba en la dispersión producida por los resultados calculados con la ecuación de la tasa total de transporte longitudinal de sedimentos cuando se comparaba con los datos de campo.

Resulta interesante la comparación de la fórmula de Larson *et al.* con la del CERC para el caso de corrientes únicamente generadas por oleaje. Kriebel *et al.* (1991) demostraron que bajo los supuestos relativos a corriente longitudinal, la nueva fórmula se reducía exactamente a la fórmula del CERC.

