PROPIEDADES DE LOS SEDIMENTOS

CI6105-CI71J TRANSPORTE HIDRAULICO DE SOLIDOS
Prof. A. Tamburrino, Y. Niño Sem. Primavera 2013

1. Clasificación de los sedimentos

Sedimentos cohesivos:

- Fuerzas interparticulares de origen electroquímico son importantes.
- Son partículas de tamaño pequeño, por lo que su peso juega un papel secundario en un equilibrio de fuerzas.

Sedimentos no-cohesivos (granulares):

- Son los más frecuentes en los cauces naturales.
- El peso de las partículas es la fuerza principal que se opone al movimiento.

2. Propiedades de los sedimentos no-cohesivos

Partículas individuales:

- Tamaño
- Forma
- Peso específico
- Granulometría
- Velocidad de caída

Depósitos:

- Peso volumétrico total
- Porosidad (relación de vacíos)

3. Tamaño

- Diámetro de tamizado: Abertura mínima de la malla por la cual pasa una partícula.
- Diámetro de sedimentación: Diámetro de la esfera de igual densidad y velocidad de caída que la partícula sólida, en el mismo líquido y a la misma temperatura.
- Diámetro de sedimentación estándar: Diámetro de sedimentación en agua destilada a 24^{o}C.
- Diámetro nominal: Diámetro de una esfera que tiene el mismo volumen que la partícula.
- Dimensiones triaxiales: Dimensiones en tres ejes perpendiculares. Se denominan: a, b y c, correspondiendo a la dimensión máxima, intermedia y menor de la partícula.

4. Definición de los tamaños de las partículas

- Partículas finas: Tamaños menores a 0,1 mm (limos y arcillas). Se caracterizan mediante el diámetro de sedimentación (Figura 1).
- Arenas y gravas: Sus tamaños están (aproximadamente, dependiendo del sistema de clasificación) entre 0,074 y 4 mm (arenas) y entre 4 y 80 mm (gravas). Se caracterizan mediante el diámetro de tamizado (Figura 1).
- Partículas grandes y medianas (bolones, etc.): Se caracterizan mediante las dimensiones triaxiales.

5. Sistemas de clasificación de los sedimentos según el tamaño

- Clasificación de la AGU (American Geophysical Union): Las mallas siguen una progresión de 21/4 (Figura 3).
- Clasificación de la USCS (United States Soil Conservation Service)(Figura 4).
- Clasificación de la ASTM (American Society of Testing Material)(Figura 5).

6. Granulometría

Se introduce la escala ψ (Parker and Andrews, 1985), donde D denota tamaño del grano en mm:

$$\psi = \frac{\ln(D)}{\ln(2)} \quad , \quad D = 2^{\psi} \tag{1}$$

$p(\psi)$ denota la densidad de probabilidad en peso de una muestra de sedimento asociada con un tamaño de grano ψ y $P_f(\psi)$ denota la distribución de probabilidad asociada. Por definición:

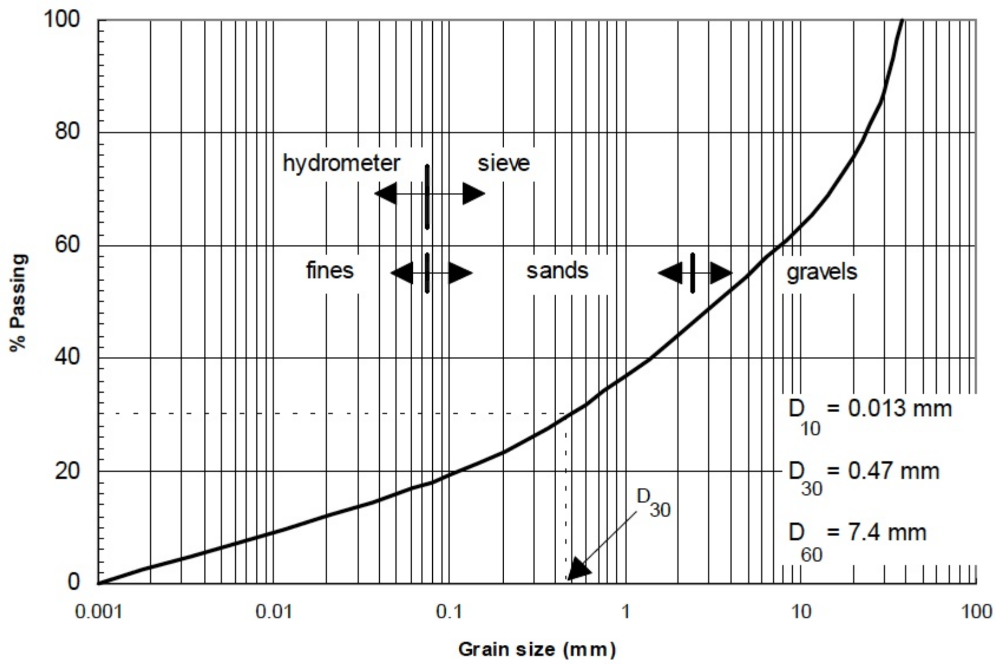

Figura 1: Curva de distribución de tamaños de grano.

Figura 2: Tamices para hacer análisis granulométricos.

$$\int_{-\infty}^{\infty} p(\psi)\, d\psi = 1 \;\; ; \;\; P_f = \int_{-\infty}^{\psi} p(\psi)\, d\psi \tag{2}$$

$P_f(\psi)$ denota la fracción de la muestra de sedimento que es más fina que el tamaño del grano

Diámetro	Denominación	Malla N°	Abertura (mm)
4-2 m	Rocas muy grandes		
2-1 m	Rocas grandes		
1-0.5 m	Rocas medianas		
50-25 cm	Rocas pequeñas		
25-13 cm	Bolón grande		
130-64 mm	Bolón pequeño		
64-32 mm	Grava o ripio muy grueso	2 1/2 "	64.00
32-16 mm	Grava gruesa	1 1/4 "	32.00
16-8 mm	Grava mediana	5/8"	16.00
8-4 mm	Grava fina	5/16"	8.000
4-2 mm	Grava muy fina	5	4.000
		8	2.380
2-1 mm	Arena muy gruesa	10	2.000
1-0.5 mm	Arena gruesa	18	1.000
0.5-0.25 mm	Arena mediana	35	0.500
0.25-0.125 mm	Arena fina	60	0.250
0.125-0.062 mm	Arena muy fina	120	0.125
		200	0.074
62-31 μ	Limo grueso	230	0.063
31-16 μ	Limo medio		
18-8 μ	Limo fino		
8-4 μ	Limo muy fino		
4-2 μ	Arcilla gruesa		
2-1 μ	Arcilla media		
1-0.5 μ	Arcilla fina		
0.5-0.25 μ	Arcilla muy fina		

Figura 3: Clasificación de los sedimentos de acuerdo a la AGU.

Diámetro	Denominación
2.0 - 8.0 cm	Ripio grueso
0.50 - 2.0 cm	Ripio fino
20 - 5.0 mm	Arena gruesa
0.40 - 2.0 mm	Arena media
0.050- 0.40 mm	Arena fina
5 - 50 μ	Limos
< 5 μ	Arcillas

Figura 4: Clasificación de los sedimentos de acuerdo a la USCS.

ψ. Escojamos un porcentaje, digamos 50 %, entonces ψ_x denota el tamaño del grano en la escala ψ tal que x por ciento de la muestra es más fina. Luego:

Rango de Diámetros	Denominación
0.25 - 2.0 mm	Arena gruesa
0.05 - 0.25 mm	Arena fina
5 - 50 μ	Limos
<5 μ	Arcillas

Figura 5: Clasificación de los sedimentos de acuerdo a la ASTM.

$$P_f = \frac{x}{100} \tag{3}$$

El tamaño correspondiente en mm, D_x, está dado por:

$$D_x = 2^{\psi_x} \tag{4}$$

Un valor $x = 50$ resulta en el tamaño medio del grano D_{50}; el valor $x = 90$ resulta en el valor D_{90} tal que el 90 % de la muestra es más fina, un valor comúnmente usado en el cálculo de la rugosidad asociada con la fricción de fondo.

El promedio aritmético, ψ_m, y la desviación estándar aritmética, σ^2, de la distribución de tamaños de granos están dadas por:

$$\psi_m = \int_{-\infty}^{\infty} \psi \; p(\psi) \; d\psi \;\;,\;\; \sigma^2 = \int_{-\infty}^{\infty} (\psi - \psi_m) \; p(\psi) \; d\psi \tag{5}$$

El correspondiente promedio geométrico, D_g, y la desviación estándar geométrica, σ_g, están dadas por:

$$D_g = 2^{\psi_m} \;\;,\;\; \sigma_g = 2^{\sigma} \tag{6}$$

Las muestras de sedimento con valores de σ_g en exceso de 1,6 son de granulometría extendida ('poorly sorted').

La distribución de tamaños de los granos es unimodal si la densidad de probabilidad $p(\psi)$ tiene un solo peak y es bimodal si tiene dos peaks. La densidad de tamaños de los granos y las distribuciones asociadas con distribuciones unimodal y bimodal están ilustradas en la Figura 7a y b.

Aquellas granulometrías para las cuales el D_{50} está en el rango de arenas, usualmente son distribuciones unimodales; y aquellas granulometrías para las cuales el D_{50} está en el rango de gravas, usualmentes son distribuciones bimodales, con peaks en las arenas y las gravas, y un punto bajo en el rango 2-8 mm.

La simple y realista forma analítica para la densidad de probabilidad y la distribución de tamaños de granos es la distribución log-normal (la distribución normal del logaritmo de tamaño del grano), i.e.:

$$p(\psi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\,\sigma} \;\exp\left(- \frac{(\psi - \psi_m)^2}{2\sigma^2} \right) \tag{7}$$

US SIEVE to TYLER MESH CONVERSION

US Sieve Size	Tyler Mesh	Opening mm	Opening in
-	2½ Mesh	8.00	0.312
-	3 Mesh	6.73	0.265
No. 3½	3½ Mesh	5.66	0.233
No. 4	4 Mesh	4.76	0.187
No. 5	5 Mesh	4.00	0.157
No. 6	6 Mesh	3.36	0.132
No. 7	7 Mesh	2.83	0.111
No. 8	8 Mesh	2.38	0.0937
No.10	9 Mesh	2.00	0.0787
No. 12	10 Mesh	1.68	0.0661
No. 14	12 Mesh	1.41	0.0555
No. 16	14 Mesh	1.19	0.0469
No. 18	16 Mesh	1.00	0.0394
No. 20	20 Mesh	0.841	0.0331
No. 25	24 Mesh	0.707	0.0278
No. 30	28 Mesh	0.595	0.0234
No. 35	32 Mesh	0.500	0.0197
No. 40	35 Mesh	0.420	0.0165
No. 45	42 Mesh	0.354	0.0139
No. 50	48 Mesh	0.297	0.0117
No. 60	60 Mesh	0.250	0.0098
No. 70	65 Mesh	0.210	0.0083
No. 80	80 Mesh	0.177	0.0070
No.100	100 Mesh	0.149	0.0059
No. 120	115 Mesh	0.125	0.0049
No. 140	150 Mesh	0.105	0.0041
No. 170	170 Mesh	0.088	0.0035
No. 200	200 Mesh	0.074	0.0029
No. 230	250 Mesh	0.063	0.0025
No. 270	270 Mesh	0.053	0.0021
No. 325	325 Mesh	0.044	0.0017
No. 400	400 Mesh	0.037	0.0015

Figura 6: Tamices US y Tyler.

$$P_f(\psi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\,\sigma} \int_{-\infty}^{\psi} \exp\left(-\frac{(\psi' - \psi_m)^2}{2\sigma^2} \right) d\psi' \tag{8}$$

En el caso de una muestra de sedimento que es log-normal, puede ser demostrado que el tamaño promedio, ψ_m, y la desviación estándar, σ, están dadas por la relaciones:

$$\psi_m = \frac{1}{2}\left(\psi_{84} + \psi_{16}\right) \;\;,\;\; \sigma = \frac{1}{2}\left(\psi_{84} - \psi_{16}\right) \tag{9}$$

Los correspondientes promedio geométrico y desviación estándar geométrica

$$D_g = \sqrt{D_{84}\ D_{16}} \ \ , \ \ \sigma_g = \sqrt{\frac{D_{84}}{D_{16}}} \tag{10}$$

Estas ecuaciones no son generalmente exactas cuando la distribución no es aproximada como log-normal, en cuyo caso D_g y σ_g deben ser calculadas por las ecuaciones 5 y 6.

La necesidad de usar una escala logarítmica, cuando se trata de distribuciones de granulometría extendida, no puede ser recalcalda lo suficiente. Consideremos una distribución de tamaños que es 50 % arena (0.0625 mm - 2 mm) y 50 % grava (2 mm - 64 mm), uniformemente distribuída sobre todos los tamaños. Un gráfico de la distribución versus la escala logarítmica ψ (equivalente a una escala logarítmica para D) esta dada en la Figura 7c. El gráfico correspodiente usando una escala lineal para D está dada en la Figura 7d. La Figura 7c refleja claramente el hecho que la mitad de la muestra es arena y la mitad es grava, mientras que en el caso de la Figura 7d la arena queda restringida a un pequeño rango en el lado izquierdo del gráfico. El uso de estadísticas basadas en D y no en escalas logarítmicas (por ejemplo ψ) implica el cálculo de un promedio aritmético, D_m, dado por:

$$D_m = \int_0^\infty D\ p(D)\ dD \tag{11}$$

en lugar de un promedio geométrico D_g. En el caso de la distribución de las Figuras 7c y d, los dos promedios difieren sustancialmente; D_g es igual a 2 mm, reflejando el hecho que la muestra es mitad de arena, mitad de grava; D_m es igual a 9,25 mm, reflejando un enorme preferencia por el tamaño más grueso.

Parker, G. (2008) ”Transport of gravel and sediment mixtures”. Chapter 3, ASCE Manual 54. García, M., Editor. ASCE.
Parker, G., and E. D. Andrews, 1985, “Sorting of bed load sediment by flow in meander bends”. Water Resources Research, 21(9), pp. 1361-1373.

7. Forma de las partículas

La forma de las partículas influye en el comportamiento de ellas durante su desplazamiento en un medio fluido. Las formas pueden ser redondeadas o angulares, esféricas, planas, etc. La siguiente puede ser la cuantificación de la forma:

- Factor de forma, FF:

$$FF = \frac{c}{\sqrt{a\ b}} \quad (\leq 1) \tag{12}$$

  En sedimentos naturales 0,5 $< FF <$ 0,9, con un valor promedio de alrededor de 0,7.

- Esfericidad, ϵ:

  Se define como la razón entre el área superficial de la partícula y el área superficial de la esfera de igual volumen.

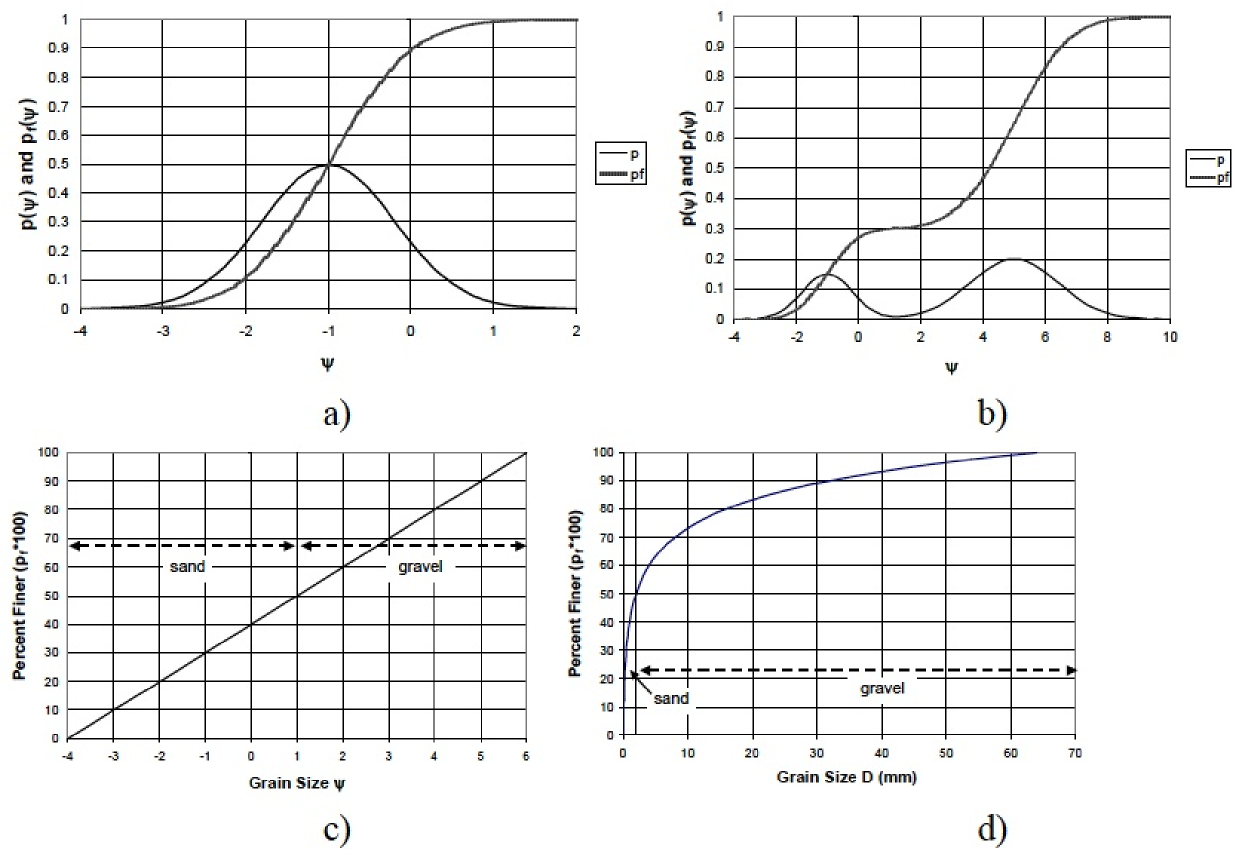

Figura 7: a) Diagrama para ilustrar la densidad de probabilidad y distribución de funciones de una muestra unimodal o b) bimodal. c) Gráfico de la distribución de probabilidad de una mezcla de arena y grava con una densidad constante de porcentaje de más fino versus el logaritmo del tamaño del grano, ψ. d) Gráfico de la misma densidad de probabilidad versus D in mm en la escala lineal.

$$\epsilon = \left(\frac{b\,c}{a^2}\right)^{1/3} = \left(\left(\frac{b}{a}\right)^2 \frac{c}{b}\right)^{1/3} \tag{13}$$

Partículas de igual esfericidad se comportan en forma idéntica desde el punto de vista hidrodinámico, independientemente de la geometría.

- Redondez, r:

  Se define como la razón entre el radio medio de curvatura de esquinas y aristas de la partícula y el radio del círculo circunscrito a la proyección del área máxima de la partícula (r) (Figura 8).

  La redondez indica desgaste o abrasión de la partícula. El comportamiento hidrodinámico de la partícula es independiente de la redondez.

- Constante de volumen, K_V:

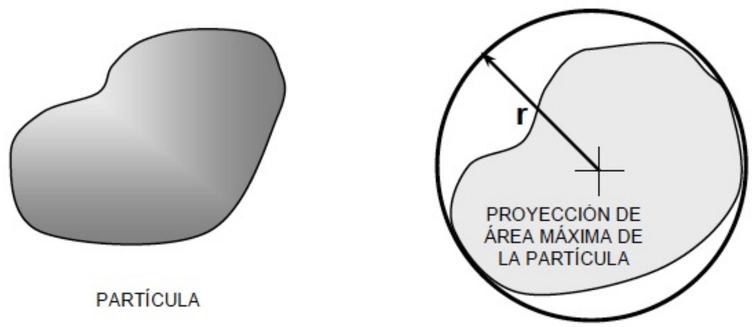

Figura 8: Redondez de la partícula.

Se define como la razón entre el volumen de la partícula y el diámetro al cubo de la esfera circunscrita a la proyección horizontal de la partícula cuando ésta se encuentra en su posición más estable (Figura 9).

$$K_V = \frac{V_{particula}}{D^3} \tag{14}$$

Para una esfera: $K_V = \pi/6$ y para un cubo $K_V = 1$.

Usualmente los sedimentos naturales presentan valores menores que el de una esfera, $K_V \sim 0,4$–$0,5$.

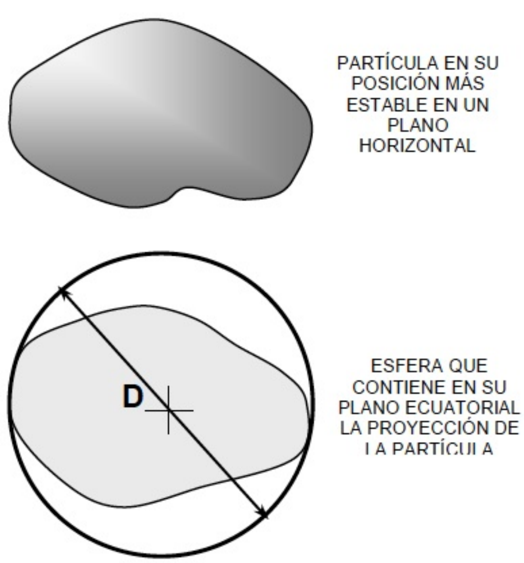

Figura 9: Constante de volumen de la partícula.

- Constante de superficie, K_S:

Es análoga a la constante de volumen y corresponde a la razón entre el área de la superficie de la partícula y el diámetro al cuadrado del círculo circunscrito a la proyección de la partícula en su posición más estable.

$$K_S = \frac{A_{superficie\ particula}}{D^2} \tag{15}$$

Para una esfera $K_S = \pi$ y para un cubo $K_S = 6$. Aunque para sedimentos naturales, el valor del coeficiente de superficie puede ser mayor o menor que π, usualmente K_S es menor.

8. Peso específico de los sedimentos

El peso específico del sedimento depende de la constitución mineralógica de éste. En general los minerales constituyentes de los sedimentos son los que corresponden a las rocas originales.

El origen de los sedimentos usuales en cauces es el siguiente:

- Las arcillas derivan fundamentalmente de feldespatos y micas.
- Los limos derivan de sílices.
- Las arenas derivan de sílices o cuarzo.

Desde el punto de vista mineralógico, los sedimentos están constituidos por fracciones pequeñas de mineral pesado (por ejemplo, magnetita) de pesos específicos mayores a 2,80 Ton/m^3, siendo esta fracción generalmente inferior al 5 %.

El peso específico de las partículas individuales depende de su tamaño, porque a través de éste se refleja en alguna medida las características de la roca madre. Los bolones y rocas tienen pesos específicos entre 1,8 a 2,8 Ton/m^3 y las gravas o ripios fluctúan entre 2,1 a 2,4 Ton/m^3.

Cuando las partículas se consideran en conjunto, la variaciones de peso específico son muy pequeñas, por lo que en general se adopta el valor de 2,65 Ton/m^3 en estudios de transporte de sedimentos.

En general, el peso específico de los sedimentos se denota γ_s.

9. Peso volumétrico seco (γ_V) y porosidad (n)

Se define el peso volumétrico seco como el peso seco total (W_s) que tiene un conjunto de partículas, por unidad de volumen total (V_T). En este volumen se incluye tanto el volumen de las partículas (V_s) como de sus poros (V_V). Tiene importancia en la descripción de volúmenes de depósitos de material.

Se cumplen las siguientes relaciones:

$$\gamma_V = \frac{W_s}{V_T} \ \ , \ \ \gamma_V = \gamma_s \, (1 - \frac{V_V}{V_T}) \tag{16}$$

Se define la porosidad como $n = V_V/V_T$, de tal manera que $\gamma_V = \gamma_s \, (1-n)$. En la Tabla siguiente se da la porosidad y peso volumétrico seco de materiales sedimentarios, según Todd, (1959) (Figura 10).

Los materiales finos sufren una compactación con el tiempo, aumentando su peso volumétrico seco y disminuyendo su porosidad.

MATERIAL	RANGO DE POROSIDAD, %	RANGO DE PESO VOLUMÉTRICO SECO, Ton/m³
Arcilla	45 – 55	1,46 – 1,19
Limo	40 – 50	1,59 – 1,33
Arena media a gruesa	35 – 40	1,72 – 1,59
Arena uniforme a media	30 – 40	1,86 – 1,59
Arena media a fina	30 – 35	1,86 – 1,72
Grava	30 – 40	1,86 – 1,59
Grava y arena	20 – 35	2,12 – 1,72

Figura 10: Rango de porosidad y de peso volumétrico seco.

10. Velocidad de caída y velocidad de sedimentación (v_s)

La velocidad de caída corresponde a la velocidad de una partícula sólida que se desplaza en un medio fluido en reposo debido a la acción de la gravedad. Debido a la acción de las fuerzas que se oponen al movimiento, la velocidad de caída tiende a un valor límite (aceleración nula), denominada velocidad terminal de caída o velocidad de sedimentación. La velocidad de sedimentación depende de las características físicas y geométricas de la partícula (forma, tamaño, peso específico) y de las propiedades del fluido (viscosidad y densidad), además de la aceleración de gravedad. El problema de una partícula que se desplaza en un medio fluido puede tratarse como el de un obstáculo que se opone al movimiento.

- Caso de un fluido ideal (o flujo irrotacional) (Paradoja de d'Alambert)

  La resultante de las fuerzas actuando sobre la partícula es nula (Figura 11).

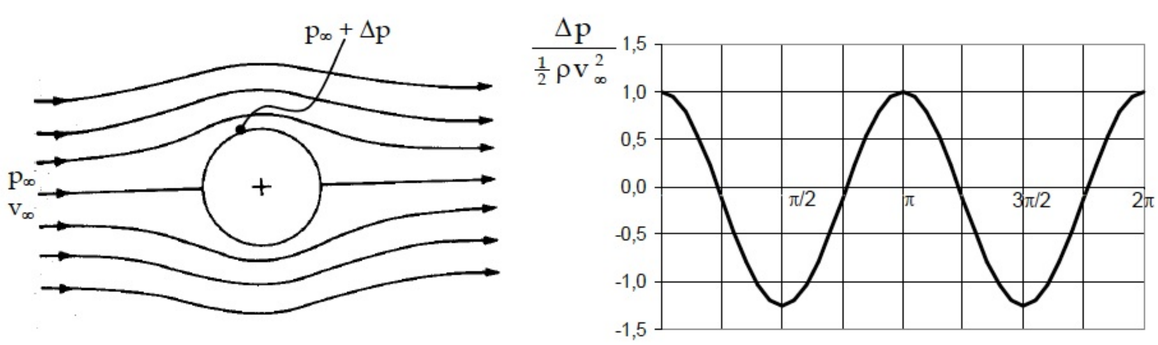

Figura 11: Paradoja de D'Alambert.

- Caso de un fluido real Se desarrolla una capa límite en torno a la partícula. Existe una disipación de energía, la que no permite recuperar toda la altura de presión a partir de la altura de velocidad una vez que el flujo ha pasado el diámetro de la partícula. Esto genera una separación del flujo (Figura 12).

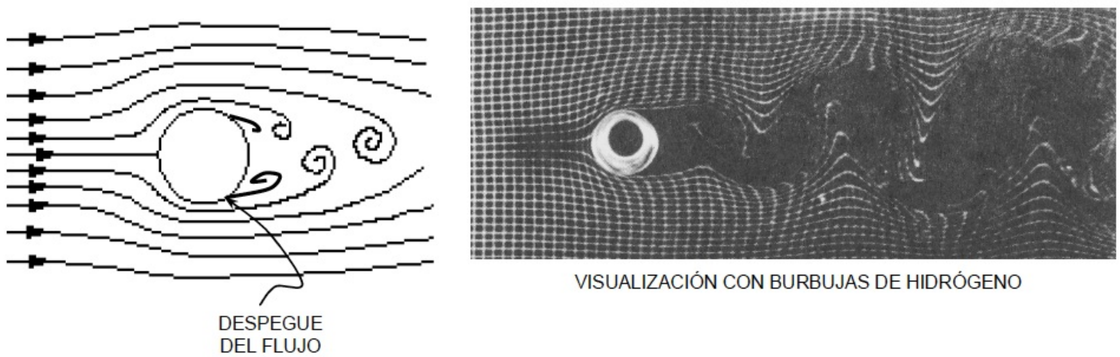

Figura 12: Caso de un fluido real.

Con el objeto de apreciar la diferencia de presiones entre la que resulta de suponer flujo irrotacional (o fluido ideal) y fluido real, en la figura siguiente se compara la distribución de presión en torno a una esfera (Figura 13).

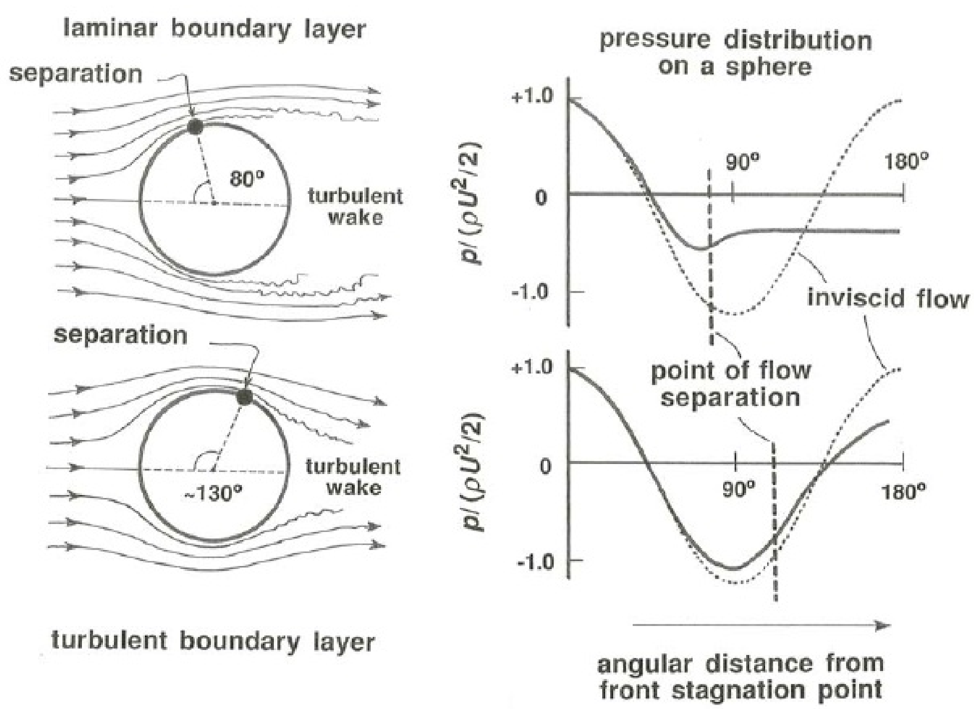

Figura 13: Distribución de presión en torno a una esfera.