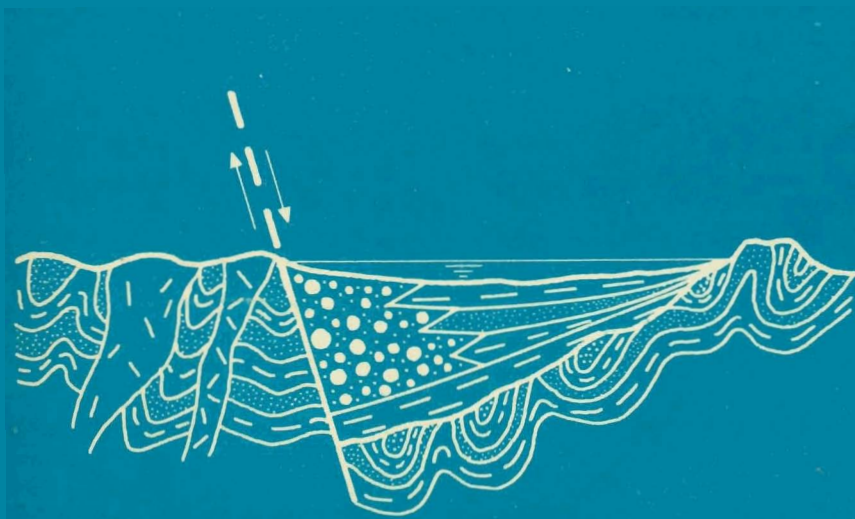
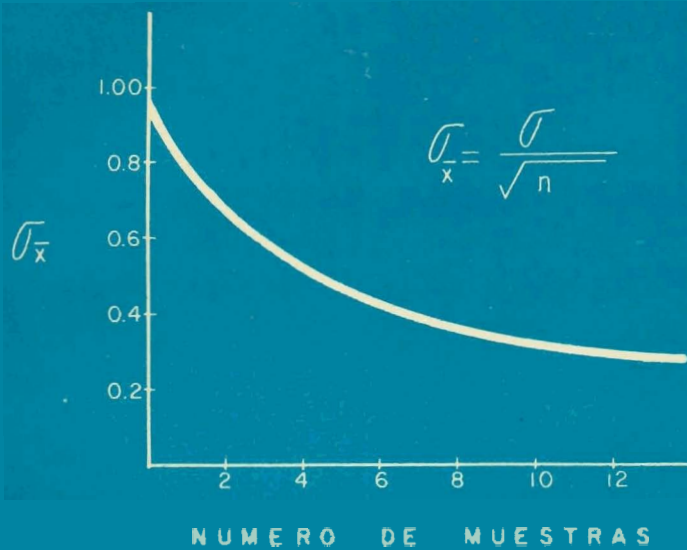


# sedimentología



a  
p  
u  
n  
t  
e  
s

santiago charleston  
i. p. n.

## C O N T E N I D O

### ANALISIS ESTADISTICO 1

Técnicas del Muestreo. Métodos de Muestreo. Muestreo Aleatorio. Determinación del Número de Muestras. Parámetros Estadísticos. Distribuciones Estadísticas. Bibliografía.

2

### INTEMPERISMO 40

Procesos del Intemperismo. Los Productos del Intemperismo. Bibliografía.

3

### TRANSPORTACION DE SEDIMENTOS 49

Transportación Glaciar. Transportación Eólica. Transportación Fluvial. Leyes del Transporte Fluvial. Aplicación del Número de Reynolds en la Sedimentología. La Ley de Stokes. Ley del Impacto. El Diagrama de Hjulstrom. Bibliografía.

4

### DEPOSITACION DE SEDIMENTOS 72

Deposición de Sedimentos Terrígenos. Deposición de Sedimentos No-Terrígenos. Bibliografía.

5

### PROPIEDADES DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS 79

Tamaño. Clasificación (Selección), Forma, Esfericidad, Redondez. Aspecto Externo de los Granos. Bibliografía.

Una vez que los productos del intemperismo están dispuestos para su movimiento, los procesos del transporte los levanta de su fuente original y los lleva a través de corrientes fluviales (ríos, arroyos, etc.) - hasta que llegan a su destino final de depósito.

Existen tres clases importantes de procesos relacionados con la forma como se efectúa el transporte de los sedimentos. Estos son la Transportación Glaciar, la Transportación Eólica y la Transportación Fluvial.

#### TRANSPORTACION GLACIAR.

La transportación Glaciar generalmente opera en zonas de latitudes altas y en las regiones alpinas de los continentes. Aunque el transporte glaciar en estas regiones es importante, en términos generales no tiene la influencia de los otros medios de transporte por lo cual no se tratará - en estas notas.

#### TRANSPORTACION EOLICA.

Por el volumen de sedimentos que mueve la transportación eólica, llega a ser en ocasiones de gran importancia. Es el medio de transporte que parcialmente ha sido responsable de formar los grandes desiertos que se encuentran en la tierra como son el Desierto de Sahara, el Desierto de Gobi, - etc. etc. En México se pueden ver efectos impresionantes de transportación eólica en el Desierto de Sonora y en muchas áreas locales en la parte norte-

de México. Otro aspecto bastante importante de la transportación eólica, es el que se refiere al movimiento de partículas finas conocidas con el nombre genérico de loess. El loess se forma cuando la transportación eólica levanta partículas finas y las lleva a las zonas más húmedas, donde al depositarse forman extensas y fértiles planicies de loess que son responsables del desarrollo agrícola de muchas naciones, entre las que se cuentan la República Federal China, algunas regiones europeas y la parte central este de los Estados Unidos de Norteamérica.

#### TRANSPORTACION FLUVIAL.

Sin duda la clase de transporte que por el tremendo volumen de sedimentos que acarrea es el de mayor importancia, lo constituye la transportación fluvial. Este proceso está íntimamente vinculado a los mecanismos que tienen lugar en todas las corrientes que existen sobre la superficie terrestre, incluyendo desde el mas pequeño de los arroyos hasta el más caudaloso de los ríos. Existen tres diferentes clases de transporte fluvial; El transporte por suspensión, el transporte por tracción y el transporte por solución.

El transporte por suspensión, es el que se encarga de mover a las partículas del tamaño de la arcilla y limo, y en ocasiones transporta partículas del tamaño de la arena fina. El transporte por suspensión ocurre cuando la intensidad de la turbulencia en la corriente, es mucho mayor que la velocidad de sedimentación de las partículas, y hace que los sedimentos que se encuentran en el fondo, sean levantados y transportados a través del fluido.

Las partículas muy pequeñas, son muy difíciles de levantar del fondo de las corrientes donde se encuentran debido a la fuerza de cohesión que existe entre ellas, pero cuando las partículas más grandes se mueven - a través del fondo, destruyen la homogeneidad de los sedimentos y ocasionan que las partículas finas se pongan en suspensión.

La Figura 3-1, ilustra la concentración de los sedimentos transportados en suspensión, con relación a la profundidad de la corriente. En esta ilustración se puede observar que la concentración de los sedimentos finos, como son los del tamaño de la arcilla y del limo, permanecen prácticamente constante desde la superficie de la corriente hasta el fondo de la misma. A medida que las partículas van aumentando de tamaño, la concentración va cambiando, y cuando las partículas se hacen más grandes, la concentración va aumentando hacia el fondo de la corriente y disminuyendo proporcionalmente hacia la superficie de la misma. Lo que viene a indicar que el volumen de sedimentos que se transporta por suspensión, generalmente va a tener una mayor concentración en el fondo o cerca del fondo de la corriente.

La tracción es una clase de transporte que tiene una singular importancia en el movimiento de las partículas grandes, incluyendo las del tamaño de la grava, hasta las matatenas y los enormes cantos rodados, los cuales se transportan casi siempre a lo largo del fondo de las corrientes. La transportación por tracción está íntimamente relacionada a las fuerzas de fricción que existen en el fondo de las corrientes, a la turbulencia de las mismas y a la velocidad de sedimentación de las partículas.

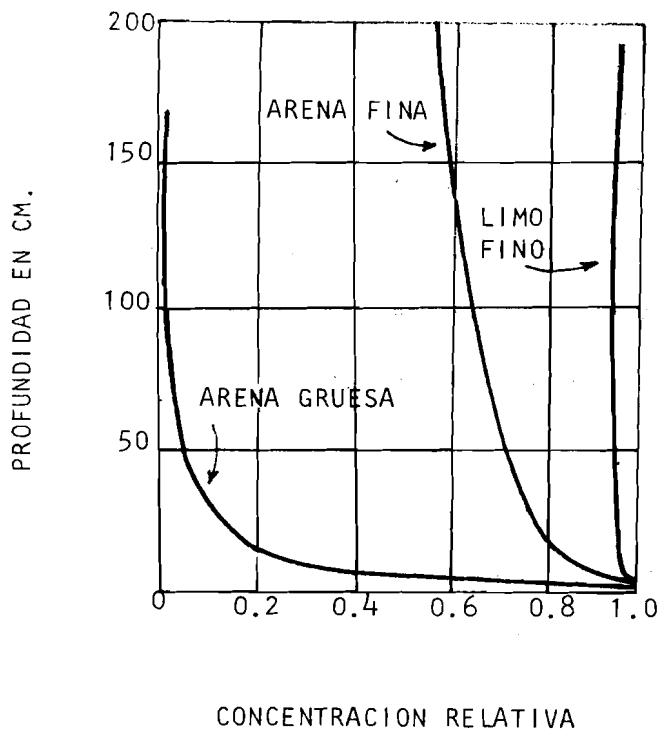


Fig. 3-1

Otros factores que controlan la transportación por tracción, son sin duda los que están relacionados con la forma de las partículas, es decir que aquellas partículas que tengan una mayor redondez, serán transportadas una distancia mayor. De la misma manera el tamaño y la densidad de las partículas controlan el transporte por tracción, así por ejemplo cuando se verifica una disminución en la velocidad de una corriente fluvial o una reducción en la intensidad de la turbulencia, es lógico que aquellas partículas que tengan las mayores densidades y tamaños serán dejadas atrás por otros fragmentos que posean propiedades sedimentológicas propicias.

El transporte por solución es un proceso íntimamente relacionado a las condiciones fisicoquímicas del medio, ya que generalmente el tipo de sedimento que va a ser transportado en solución, corresponde a todos aquellos compuestos químicos que son disueltos por el agua. La formación de estos compuestos comienza desde el instante en que las rocas de la superficie te

restre se ponen bajo el efecto del intemperismo. Este tipo de transporte - aunque sin duda es de gran importancia, pero debido a que en él intervienen procesos puramente físico-químicos, no tiene una gran influencia en el desarrollo de los sedimentos terrígenos.

Un tipo de transporte que en realidad es una combinación entre la tracción y la suspensión, es lo que se conoce con el nombre de transporte por saltación. Este tipo de transporte es el responsable del movimiento de las partículas en los procesos eólicos; sin embargo se ha observado que también en la transportación fluvial, algunas partículas grandes se muevan a la manera como lo hacen los granos de arena en las dunas de los desiertos, los que al ser levantados brevemente por la acción del viento, vuelven a depositarse posteriormente, adquiriendo algo de la energía cinética; de manera que al volver a caer en la superficie producen un impacto en las otras partículas que origina una verdadera reacción en cadena, propiciando el movimiento de los granos a lo largo de la superficie de las dunas. La diferencia de este mecanismo con la transportación fluvial, está limitada naturalmente por la notable diferencia de viscosidad entre los medios.

#### LEYES DEL TRANSPORTE FLUVIAL.

Las leyes que rigen el transporte fluvial se estudian intensamente en la Hidráulica y en la Mecánica de Fluidos. Aunque existen muchas leyes y conceptos que intervienen en el estudio del movimiento del agua, hay algunos que por su intensa aplicación al transporte de los sedimentos son fundamentales en la Sedimentología. Como es el caso de los principios utilizados frecuentemente en la aerodinámica y primordialmente las leyes -

relacionadas con la sedimentación de las partículas, las cuales fueron desarrolladas hace un siglo por Sir George Stokes en Inglaterra.

Uno de los conceptos más útiles es sin duda el Número de Reynolds. Este parámetro es generalmente usado para la simulación de modelos aerodinámicos.

Una manera sencilla de representar el Número de Reynolds es la siguiente:

$$N. R. = \frac{D \times V \times T}{\varepsilon}$$

D= Densidad

V= Velocidad

T= Tamaño

$\varepsilon$ = Viscosidad

La ecuación anterior manifiesta que cuando un objeto (una partícula, un vehículo, etc. etc.) se mueve a través de un fluido, el Número de Reynolds, será directamente proporcional a la densidad del mismo, a la velocidad con la que se mueve y a su tamaño e inversamente proporcional a la viscosidad del medio.

Si se analiza esta definición se puede ver que existen dos grandes extremos del comportamiento de los fluidos. El primero corresponde a la situación de medios de alta viscosidad, lo que implica valores bajos del Número de Reynolds. A este grupo pertenecen las leyes de transporte fluvial y los experimentos relacionados con la Hidráulica. El otro extremo es cuando el medio es de muy baja viscosidad y por lo tanto corresponde



a valores altos del Número de Reynolds. Este tipo de comportamiento controla el transporte eólico y los experimentos aerodinámicos.

#### APLICACION DEL NUMERO DE REYNOLDS EN LA SEDIMENTOLOGIA.

Si se observa la ecuación del Número de Reynolds se verá que a medida que una partícula se hace más pequeña, su comportamiento sedimentológico será como si esa partícula estuviese en un medio de alta viscosidad, esto nos conduce a establecer que la viscosidad del medio es un factor importante en el transporte de las partículas pequeñas. Una analogía frecuentemente utilizada para comprender lo anterior, es imaginarse que un hombre se hace cada vez más pequeño, a medida que esto sucede, el Número de Reynolds disminuye y la viscosidad aparentemente aumenta, haciéndolo que los movimientos de la persona en el medio en el que se encuentra sea cada vez más difíciles. Finalmente cuando el individuo se ha reducido al tamaño de una bacteria, la viscosidad será tan alta que la persona permanecerá prácticamente inmóvil. En realidad si el medio donde se encuentra es un fluido como el agua, la viscosidad no cambia su valor absoluto; sin embargo el individuo al reducir significativamente de tamaño, su comportamiento hidráulico será como si estuviese sumergido en un recipiente lleno de gelatina o algo parecido.

Al analizar lo que le sucede al Número de Reynolds en el caso contrario al descrito con anterioridad, es decir, cuando la partícula aumenta de tamaño, observamos que la viscosidad disminuye de valor. Esto quiere decir que en el comportamiento hidráulico de las partículas grandes la viscosidad no interviene para nada.

En los ejemplos anteriores no hemos hecho intervenir las otras dos variables de la ecuación del Número de Reynolds, aunque es relativamente fácil observar que el aumento o disminución de las mismas, afectará en la misma forma el comportamiento hidráulico de las partículas.

Cuando Sir George Stokes, hace un siglo comenzó a desarrollar experimentos relacionados con el comportamiento hidráulico de los sedimentos, observó que en realidad el Número de Reynolds es una relación entre la fuerza de Inercia, y la Fuerza de Viscosidad, que actúan sobre una partícula que se encuentra sumergida en un fluido.

Es decir el Número de Reynolds será:

$$N. R. = \frac{I}{F_{\xi}} \dots\dots\dots 1$$

I = Fuerza de Inercia  
 $F_{\xi}$  = Fuerza de Viscosidad

En las condiciones en las que se encuentra la partícula anterior:

$$I = \text{Masa} \times \text{Aceleración} = M \times A \dots\dots\dots 2$$

$$A = \frac{\text{Velocidad}}{\text{Tiempo}} = \frac{V}{t}$$

$$\text{Masa} = \text{Densidad} \times \text{Volúmen} = D \times L^3$$

Substituyendo los valores anteriores en la ecuación 2, la Fuerza de Inercia será:

$$I = D \times L^3 \times \frac{V}{t}$$

$$\text{la velocidad } V = \frac{L}{t} \quad \therefore t = \frac{L}{V}$$

Substituyendo este valor en la ecuación 3 y simplificando:

$$I = D \times L^3 \times \frac{V^2}{L} = D L^2 V^2 \dots\dots\dots 3$$

Si consideramos que la Fuerza de Viscosidad es el producto del esfuerzo tangencial sobre una superficie de la partícula y el área de la misma, entonces:

$$\text{la Fuerza Tangencial } F = \varepsilon \times \frac{V}{L} \quad \therefore$$

$$\text{Fuerza Viscosidad } F_{\varepsilon} = \varepsilon \times \frac{V}{L} \times L^2 \quad \therefore$$

$$F_{\varepsilon} = \varepsilon \times L \times V \quad \dots\dots\dots 4$$

Substituyendo las ecuaciones 3 y 4 en la ecuación 1 tendremos:

$$\frac{I}{F_{\varepsilon}} = \frac{D \times L^2 \times V^2}{\varepsilon \times V \times L} = \frac{D \times V \times L}{\varepsilon}$$

que es el valor original que teníamos para el Número de Reynolds.

Al analizar la ecuación anterior Stokes observó que la fuerza de Inercia I, es insignificante para experimentos en condiciones de valores bajos del Número de Reynolds, es decir, en condiciones de alta viscosidad, y utilizando una serie de ensayos pudo determinar la siguiente relación:

$$A \propto V \times \varepsilon \times T \dots\dots\dots 5$$

T = Tamaño de la partícula

en la que A es el arrastre, es decir, es la fuerza que se opone al movimiento de una partícula a través de un fluido.

La ecuación por lo tanto, especifica que el arrastre que se experimenta sobre una partícula será directamente proporcional a la velocidad del fluido, a la viscosidad del líquido y al tamaño de la partícula. Como el tamaño de una partícula está íntimamente relacionado a su forma, entonces se introduce en la ecuación anterior una constante de proporcionalidad K.

$$A = K ( V \times \varepsilon \times T )$$

Como la velocidad  $V = \frac{L}{t}$

entonces el arrastre A será:

$$A = K \left( \frac{L \times \varepsilon \times T}{t} \right)$$

Una manera de comprobar esta última ecuación es haciendo lo siguiente:

Supongamos que un experimento podemos mantener como constantes a las siguientes variables de la ecuación de arrastre:

L = Distancia

$\varepsilon$  = Viscosidad

T = Tamaño

entonces las variables serán t (Tiempo) y A (Arrastre)

Para efectuar este experimento utilizamos un recipiente y lo llenamos de glicerina, así mantendremos constantes a las variables L y  $\eta$ .

Para mantener constante a T diseñamos dos esferas A y B del mismo tamaño pero introducimos una diferencia en ellas, haciéndolo que A sea cuatro veces más pesada que B. Posteriormente tomamos las esferas y las dejamos caer al mismo tiempo en el recipiente. Al hacer esto notamos que la esfera A tarda en caer 4.9 segundos, en cambio la esfera B tarda 20 segundos para caer al fondo. Es decir, aproximadamente cuatro veces más que la esfera A. Si analizamos el resultado anterior, vemos que el haber hecho a una esfera cuatro veces más pesada que la otra, hemos motivado al mismo tiempo que el arrastre se incremente cuatro veces, lo que nos viene a demostrar que la ecuación original es correcta.

#### LA LEY DE STOKES.

Utilizando la ecuación del arrastre, vista en los párrafos anteriores y aplicando para el caso de una partícula esférica que se encuentra sumergida en agua (Fig. 3-2) tendremos que la Fuerza de Viscosidad ( $F_{\eta}$ ) que se opone al movimiento de la partícula hacia el fondo será.

$$F_{\eta} = T \times \eta \times V$$

$$F_{\eta} = 6\pi r \times \eta \times V \dots \dots \dots 6$$

en esta ecuación.

$$6\pi r = \text{Constante de Tamaño} = T$$

$$\eta = \text{Viscosidad}$$

$$V = \text{Velocidad de Sedimentación de la Partícula.}$$

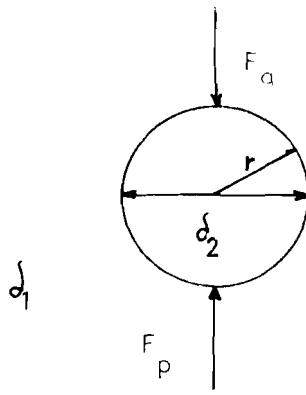


Fig. 3-2

A la Fuerza de Gravedad  $F_g$  que está actuando sobre la partícula se le está oponiendo en sentido contrario la Fuerza  $F_p$  que trata de empujar la esfera a la superficie.

La Fuerza  $F_g$  estará dada por la siguiente fórmula:

$F_g = \text{Volúmen} \times \text{Densidad} \times \text{Aceleración de la gravedad.}$

$$F_g = \frac{4}{3} \pi r^3 \times \delta_2 \times g \dots\dots\dots 7$$

$\delta_2 = \text{Densidad de la partícula}$

y la Fuerza  $F_p$  será igual a la siguiente ecuación:

$F_p = \text{Volúmen del líquido desplazado} \times \delta_1 \times g$

$$F_p = \frac{4}{3} \pi r^3 \times \delta_1 \times g \dots\dots\dots 8$$

$\delta_1 = \text{Densidad del fluido.}$

Si la esfera se desplaza hacia el fondo evidentemente la fuerza neta que la desplaza, será la diferencia entre las fuerzas anteriores.

$$F_n = F_g - F_p = \frac{4}{3} \pi r^3 (\delta_2 - \delta_1) g \dots\dots\dots 9$$

Igualando las ecuaciones 9 y 6.

$$F = F_n \quad \therefore$$

$$6\pi r \times \varepsilon \times V = \frac{4}{3} \pi r^3 (\rho_2 - \rho_1)g$$

despejando de esta ecuación a la Velocidad de Sedimentación  $V$ , tendremos:

$$V = \frac{4}{18} \frac{r^3 \pi}{r \times \varepsilon \times \pi} (\rho_2 - \rho_1) g \quad \therefore$$

$$V = \frac{2}{9\varepsilon} r^2 (\rho_2 - \rho_1) g = \frac{2}{9 \times \varepsilon} (\rho_2 - \rho_1) g r^2 \dots 11$$

En esta última ecuación la única variable es el radio  $r$ , por lo que substituyendo todos los otros parámetros por la constante  $C$ , tendremos lo siguiente:

$$V = C_1 r^2$$

A esta ecuación se le conoce con el nombre de la Ley de Stokes y nos dice que la velocidad de sedimentación de una partícula, es directamente proporcional a la diferencia entre las densidades de la partícula y el fluido, al cuadrado del radio de la partícula; e inversamente proporcional a la viscosidad del fluido.

Como la forma de la partícula también afecta su velocidad de sedimentación esta última también dependerá directamente de la esfericidad de la partícula.

## LEY DEL IMPACTO.

Cuando las partículas se hacen más grandes el Número de Reynolds aumenta y la viscosidad del fluido aparentemente disminuye, de manera que a medida que la partícula aumenta de tamaño, la viscosidad pierde su influencia en el comportamiento hidráulico de la partícula. Así mismo la resistencia que opone el fluido a su movimiento (Arrastre) estará dada por la siguiente ecuación.

$$A = D \times V^2 \times T^2$$

Esta ecuación nos dice que en condiciones de valores altos del Número de Reynolds, el Arrastre (A) es directamente proporcional a la densidad de la partícula, al cuadrado de la velocidad de sedimentación y al cuadrado de su tamaño. De manera que la ecuación del arrastre será:

$$F_R = 6 \pi r^2 \delta_1 V^2$$

igualando esta ecuación con la ecuación 9 y despejando a V.

$$6 \pi r^2 \delta_1 V^2 = \frac{4}{3} \pi r^3 (\delta_2 - \delta_1) g$$

$$V^2 = \frac{2}{9} \frac{\pi}{\pi} r \frac{(\delta_2 - \delta_1)}{\delta_1} g$$

$$V = c_2 \sqrt{r}$$

A esta ecuación se le conoce con el nombre de la Ley del Impacto y menciona que la velocidad de sedimentación de las partículas grandes es independiente de la viscosidad del fluido y es directamente proporcional a la -



raíz cuadrada del radio de la partícula, a la diferencia de densidades entre la partícula y el fluido y también directamente proporcional a la esfericidad de la partícula.

#### IMPORTANCIA SEDIMENTOLOGICA DE LAS LEYES DE STOKES Y DEL IMPACTO.

Si utilizamos las respectivas ecuaciones de la Ley de Stokes y la Ley del Impacto, y le asignamos distintos valores a la variable relacionada con el tamaño de la partícula y al mismo tiempo mantenemos constante a todos los demás parámetros, obtendremos la representación gráfica de ambas ecuaciones. Esta representación gráfica puede verse en la Figura 3-3 donde tenemos a lo largo del eje de las abscisas el diámetro o el radio de la partícula en milímetros y a lo largo del eje de las ordenadas la velocidad de sedimentación de la partícula, en centímetros por segundo.

Una de las características más inmediatas que notamos en la representación gráfica de la Ley de Stokes, es que al ir aumentando de tamaño las partículas, la velocidad de sedimentación aumenta muy rápidamente; sin embargo en el caso de la curva relacionada con la Ley del Impacto, al ir aumentando las partículas de diámetro, la velocidad de sedimentación aumenta rápidamente al principio, pero llega un momento en el que al incrementarse el diámetro de las partículas, la velocidad de sedimentación va aumentando en una manera más proporcional de la que se observa en la representación gráfica de la Ley de Stokes.

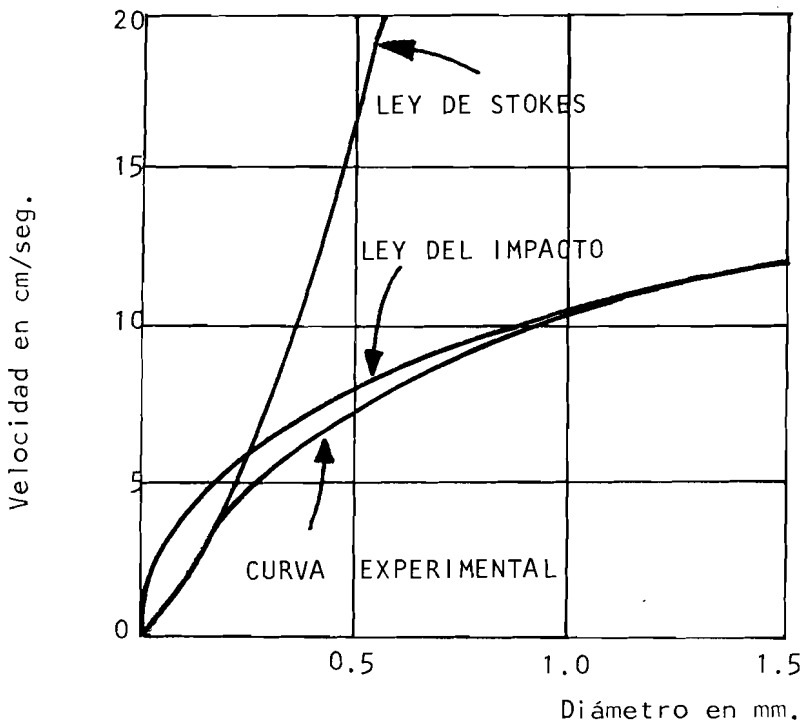


Fig. 3-3

En estas condiciones vemos que ambas ecuaciones no coinciden.

Esto se debe naturalmente a que en la ecuación de la Ley de Stokes, la viscosidad del fluido interviene en el comportamiento hidráulico de las partículas; sin embargo en la Ley del Impacto, la viscosidad del fluido es totalmente independiente o no tiene influencia alguna en la sedimentación de las partículas.

Si efectuamos un experimento olvidándonos de las ecuaciones anteriores y determinamos directamente la velocidad de sedimentación de las partículas, obtendremos la representación gráfica de otra curva muy distinta (Fig. 3-3) a las curvas que obtuvimos de la Ley de Stokes y de la Ley del Impacto. Al principio la curva experimental coincide exactamente con la representación gráfica de la Ley de Stokes, pero llega un momento

to en que se separa de ella para posteriormente coincidir con la curva de la Ley del Impacto. Este comportamiento de la curva experimental manifiesta que nuestras consideraciones originales eran correctas y que la aplicación de la Ley de Stokes es útil cuando estamos hablando de partículas muy pequeñas del tamaño de las arcillas y del limo. En cambio cuando estamos tratando de estudiar el comportamiento sedimentológico de las partículas grandes, entonces tenemos que hacer uso de la Ley del Impacto.

La importancia de conocer las leyes que controlan la sedimentación de las partículas, es de gran utilidad al tratar de interpretar los factores sedimentológicos que intervienen en la formación de las rocas terrígenas.

Un proceso que frecuentemente se observa, es cuando una corriente recibe de un arroyo tributario un cierto volúmen de sedimentos, consistente de partículas de varios tamaños. Al llegar estos sedimentos a la corriente principal, las matatenas y los cantos rodados más grandes se depositarán rápidamente si este río no lleva una velocidad suficiente. En cambio las partículas chicas debido a que su velocidad de sedimentación está controlada por la viscosidad del fluido, permanecerán mucho más tiempo en suspensión y serán arrastradas una mayor distancia, aún cuando la velocidad de ese río sea muy baja.

La aplicación de las leyes de sedimentación es muy útil también, cuando tratamos de interpretar la historia sedimentológica de un afloramiento de rocas terrígenas. Si este afloramiento está formado por una mezcla de partículas grandes y chicas, evidentemente estas dos clases

de granos no se depositaron al mismo tiempo, alguna de ellas tuvo que depositarse primero de manera que si se estudia los parámetros sedimentológicos de estas partículas, se podrá conocer cuál de las dos clases de partículas se depositaron primero.

#### EL DIAGRAMA DE HJULSTRÖM.

Uno de los modelos de gran objetividad que frecuentemente se utilizan en el análisis sedimentológico, fué desarrollado por Hjulstrom (1939), el cual a base de una serie de experimentos y aplicando las leyes conocidas de Stokes, diseñó el diagrama que se puede ver en la Figura (3-4). En este diagrama el diámetro de las partículas está representado a lo largo de las abscisas con una escala logarítmica. En el eje de las ordenadas, se encuentra la velocidad en centímetros por segundos.

La curva que se encuentra en la parte superior del diagrama, representa las velocidades críticas necesarias para poner una partícula en movimiento. Es decir cuando una corriente se está moviendo, sabemos que existen en el fondo una variedad de partículas de distintos tamaños. La curva representa precisamente la velocidad que esta corriente necesita para levantar esas partículas del fondo, ponerlas en suspensión y transportarlas. Así por ejemplo, las partículas muy pequeñas con un diámetro entre una milésima y una centésima de milímetro, necesitan grandes velocidades para levantarlas del fondo y ponerlas en suspensión. Naturalmente que si tomamos en consideración exclusivamente el diámetro de las partículas, el hecho de que se requieran velocidades excesivas para ponerlas en suspensión es aparentemente una contradicción; sin embargo uno de los as-

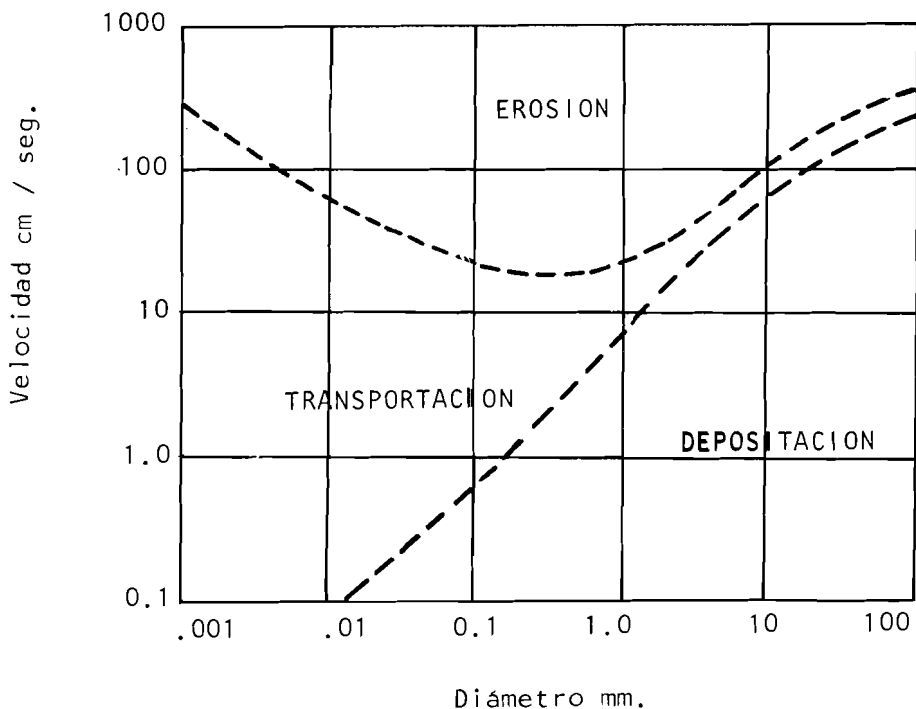


Fig 3 r

pectos que controlan decididamente el comportamiento de las partículas pequeñas son las fuerzas de cohesión que existe entre ellas, ya que cuando las partículas pequeñas se sedimentan en el fondo de una corriente, la atracción de una con respecto a la otra hace que la fuerza de cohesión aumente considerablemente, y que cuando las corrientes tratan de erosionarlas la fuerza de cohesión lo impide, propiciando una situación que requiere que la corriente adquiera una velocidad mayor para que pueda poner en suspensión a los sedimentos finos que se encuentran en el fondo. Otro aspecto interesante que enseña la curva de velocidades críticas es el hecho de que a medida que aumenta de valor el diámetro de las partículas, las velocidades disminuyen, y aproximadamente en el intervalo que corresponde a partículas de una décima de milímetro a un milímetro, la velocidad vuelve a aumentar y ya no vuelve a disminuir jamás. Esto quiere decir que al ir aumentando el tamaño de las partículas, la velocidad necesaria para poder levantarlas en suspensión va ir aumentando también paulatinamen

te.

La importancia en la sedimentología del comportamiento de la curva de velocidades críticas señalado con anterioridad, es sin duda muy significativa, porque nos está diciendo que precisamente el intervalo de partículas que se encuentran entre una décima de milímetro y un milímetro, es el que requiere una menor velocidad de la corriente para que las partículas puedan ponerse en suspensión en el fluido, y sean transportadas posteriormente. Esto se puede comprobar fácilmente en la naturaleza, ya que si efectuamos un estudio volumétrico de las partículas más abundantes en los sedimentos terrígenos, se puede comprobar que las partículas más abundantes corresponden a las que se encuentran en el intervalo de tamaño previamente señalado.

La curva que se observa en la parte inferior derecha del diagrama, representa velocidades de sedimentación y expresa naturalmente las condiciones en las cuales una partícula que se encuentra en suspensión en una corriente, pasará a formar parte del fondo cuando la velocidad de sedimentación exceda a la velocidad de arrastre.

Tomando en cuenta lo anterior, se dividió al diagrama en tres grandes zonas (Fig. 3-4). La parte que se encuentra arriba de la curva de velocidades críticas, se le da el nombre de área de Erosión, en cambio el área que se encuentra abajo directamente de la curva de velocidades de sedimentación, corresponde precisamente a la zona de Deposición, y el área que queda entre las dos, corresponde a la zona de Transporte.

Las aplicaciones que podemos hacer del Diagrama de Hjulstrom, - - son muchas y de gran utilidad para conocer el comportamiento de las partículas, así por ejemplo si en una corriente existen en el fondo partículas del tamaño de las arcillas, del limo, de la arena, e inclusive cantos rodados, todos ellos permanecerán inmóviles si la corriente no tiene suficiente velocidad para ponerlos en movimiento, pero se puede observar en el diagrama que si la corriente adquiere velocidades del orden de 200 a 300 cm/seg., entonces no solamente las partículas menores de una milésima de milímetro se van a poner en suspensión, sino que las partículas mayores de 10 milímetros serán también afectadas por la velocidad de la corriente. Cuando ya todas las partículas han sido puestas en suspensión, las más grandes se depositarán rápidamente, permaneciendo en el área de transporte un tiempo relativamente corto como se puede ver en el diagrama. En cambio las partículas pequeñas, después que la velocidad de la corriente ha excedido la fuerza de cohesión que las unía y son puestas en suspensión en el fluido, permanecerán en ese estado un tiempo bastante considerable.

El diagrama de Hjulstrom también es de gran utilidad para comprender aspectos muy curiosos del comportamiento de las partículas. Se ha mencionado que en condiciones muy especiales, algunas partículas del tamaño de la arena gruesa pueden ser transportadas a una distancia mayor que las partículas de arcilla o de limo. Esto parece una contradicción, si se examina cuidadosamente el Diagrama de Hjulstrom nos podemos dar cuenta que la causa de este razonamiento se debe a que cuando una corriente tiene una velocidad aproximada entre 30 y 40 cm/seg., tendrá suficiente energía para levantar y poner en suspensión a las partículas del tama-

ño del limo grueso y de las arenas finas; sin embargo no es suficiente - para poner en suspensión a las partículas muy pequeñas del tamaño de la arcilla, debido a la fuerza de cohesión. Por lo tanto las partículas - grandes serán transportadas a una distancia mayor que las partículas más chicas. Este fenómeno de la Sedimentología no es muy frecuente en la naturaleza. ya que generalmete cuando las partículas grandes se empiezan - a poner en movimiento, propician disturbios en el fondo de la corriente - que afecta la cohesión de las partículas pequeñas y motiva que todas ellas se pongan en suspensión.



R E F E R E N C I A S

- Bagnold, R. A., (1941): "The Physics of Blown Sand and Desert Dunes": London, Wm. Morrow Co.
- Bell, H.S., (1942): "Density Currents as Agents for Transporting Sediments": Jour. Geology, V.50, p. 512 - 547
- Dunvar, C. O. and Rodgers, J., (1957): "Principles of Stratigraphy": N.Y., John Willey & Sons. Inc.
- Eaton, J. E., (1929): "The by-passing and Discontinuous Deposition of - Sedimentary Materials": A. A. P. G., V. 13, p. 713 - 768
- Emery, K. O., (1956): "Sediments and Water of Persian Gulf": A. A. P. G. Bull., V. 40, p. 2354 - 2386.
- Fleming, R. H. and Revelle, R., (1939): "Physical Processes in the Ocean": in Recent Marine Sediments, A. A. P. G. Tulsa.
- Folk, R. L. and Ward, W. C., (1957): "Brazos River bar - a Study in the Significance of Grain Size Parameters": Jour. Sed. Petrology., V. 27, p. 3 -26.
- Gilbert, G. K. (1914): "The Transportation of Debris by Running Water": U.S. Geol. Survey Prof. Paper 86.
- Hjulstrom, F., (1939): "Transportation of Detritus by Moving Water": Recent Marine Sediments, A. A. P. G., Tulsa.
- Kalinske, A. A., (1942): "Criteria for Determining Sand-Transport by Surface-Creep and Saltation": Am. Geophys. Union. Trans. 2, p. 639 -643.
- Kuenen, Ph. H., (1953): "Significant Features of Graded Bedding": A. A. P. G. V. 37, p. 1044 - 1066.
- \_\_\_\_\_, (1958): "Problems Concerning Source and Transportation of Flysch - Sediments": Geologie en Mijnbouw, V. 20, P. 329 - 339.
- \_\_\_\_\_, (1959): "Transport and Sources of Marine Sediments": Geologie en 'Mijnabouw, V. 21, p. 191 - 196.
- Leighly, J., (1934): "Turbulence and the Transportation of Rock Debris by Streams": Geol. Review, V. 24, p. 453 - 464.
- Leopold, L. B., (1953): "Downstream Change of Velocity in Rivers": Am. Jour. Sci, V. 251, p. 606 - 624.
- Rittenhouse, G., (1943): "The Transportation and Deposition of Heavy Minerals": Geol. Soc. America Bull., V. 54, p. 1725 - 1780.

La depositación de sedimentos puede dividirse en dos grandes grupos, el primero está relacionado con los procesos que intervienen en la formación final de los sedimentos terrígenos (lutitas, areniscas, conglomerados, etc.) y el segundo analiza lo concerniente a la depositación de los sedimentos no terrígenos o químicos, incluyendo preferentemente a las calizas, dolomías, yeso, halita, etc.

#### DEPOSITACION DE SEDIMENTOS TERRIGENOS.

Las leyes que controlan la depositación de sedimentos terrígenos, son las mismas que se utilizan para conocer los procesos que intervienen en su transporte. Cuando un investigador observa un afloramiento constituido por un conglomerado de metatenas, inmediatamente viene a su mente que en la depositación de estos sedimentos, hubo condiciones especiales de turbulencia y velocidad que afectaron la sedimentación de este conglomerado. Para poder complementar su estudio, el geólogo tendrá que hacer una descripción cuidadosa del afloramiento. Esta observación deberá incluir preferentemente a los aspectos relacionados con la composición mineralógica de los sedimentos, con el estudio de las estructuras sedimentarias presentes y con las condiciones texturales. Entendiéndose a este último factor como un estudio completo de laboratorio, involucrando factores relacionados con el tamaño, la esfericidad, la redondez, la madurez y la clasificación de los componentes granulométricos.

## DEPOSITACION DE SEDIMENTOS NO-TERRIGENOS.

En la formación de este tipo de rocas intervienen preferentemente procesos físico-químicos y bioquímicos. Sin embargo en muchos sitios como en las actuales plataformas calcáreas de Campeche y las Bahamas, un gran volumen de rocas carbonatadas están formadas por clásticos biógenos cuya transportación y depositación ha sido consecuencia de procesos mecánicos de energía, similares a los que se estudiaron en los capítulos anteriores.

Los procesos físico-químicos más importantes que intervienen en la depositación de estos sedimentos son: la salinidad, el potencial de oxidación - reducción (Eh) y la concentración de iones hidrógeno (Ph).

El primero de los factores mencionados, asociado con la evaporación, es parcialmente responsable de la formación de sedimentos evaporíticos como el yeso, la halita y algunas otras sales solubles. Estos sedimentos se forman cuando una porción del mar se aísla por alguna barrera natural y el agua marina se empieza a evaporar. Como ya no hay ninguna aportación de agua de la porción oceánica hacia la región aislada, el agua va paulatinamente disminuyendo de volumen y aumentando su concentración, de manera que cuando el volumen original se reduce hasta 1/5 parte, se inicia la precipitación de  $\text{Ca SO}_4$ . Si la evaporación continúa y el volumen se llega a reducir hasta tener únicamente 1/10 del volumen original, entonces se produce la precipitación de Halita seguido de otras sales solubles como Silvita, Carnalita, etc.

El modelo anterior aparentemente sencillo, tiene numerosas complicaciones tectónicas y estratigráficas ya que en muchos sitios de la superficie y corteza terrestre se han encontrado volúmenes extraordinarios de sedimentos evaporíticos, los cuales hasta la actualidad numerosos investigadores están tratando de dilucidar su origen. En México tenemos excelentes ejemplos de este tipo de sedimentos en el Istmo de Tehuantepec y en los Estados de Tamaulipas, Nuevo León, Coahuila y San Luis Potosí.

El potencial de oxidación-reducción (Eh) y el Ph también intervienen decididamente en la depositación de los sedimentos químicos. El Eh como su nombre lo indica está relacionado a las condiciones de oxidación y reducción de un medio, es decir al intercambio de electrones o reacciones que se verifican entre los diferentes iones presentes. Cuando el Eh es negativo indicará por lo tanto un medio en el que no hay intercambio de electrones en el mismo y las condiciones serán por lo tanto reductoras. Lo contrario sucederá cuando en el medio haya gran transferencia de electrones y entonces el Eh será positivo y corresponderá por lo tanto a un medio oxidante.

El Ph está relacionado con las condiciones de alcalinidad o acidez que tiene el medio, técnicamente se conoce como el logaritmo inverso de la cantidad de iones H que existe en una solución. La escala que se ha adoptado es que cuando el Ph es igual a 7 se considera un Ph neutro, de manera que cuando el Ph aumenta de valor ( $>7$ ) la solución se va haciendo más alcalina. En cambio si el Ph se va haciendo menor que 7, la solución irá aumentando por lo tanto su acidez.

Krumbein y Garrels (1952) diseñaron un modelo gráfico (Figura 4-1) que explica de una manera bastante didáctica la influencia del Eh y Ph en la depositación de los sedimentos químicos.

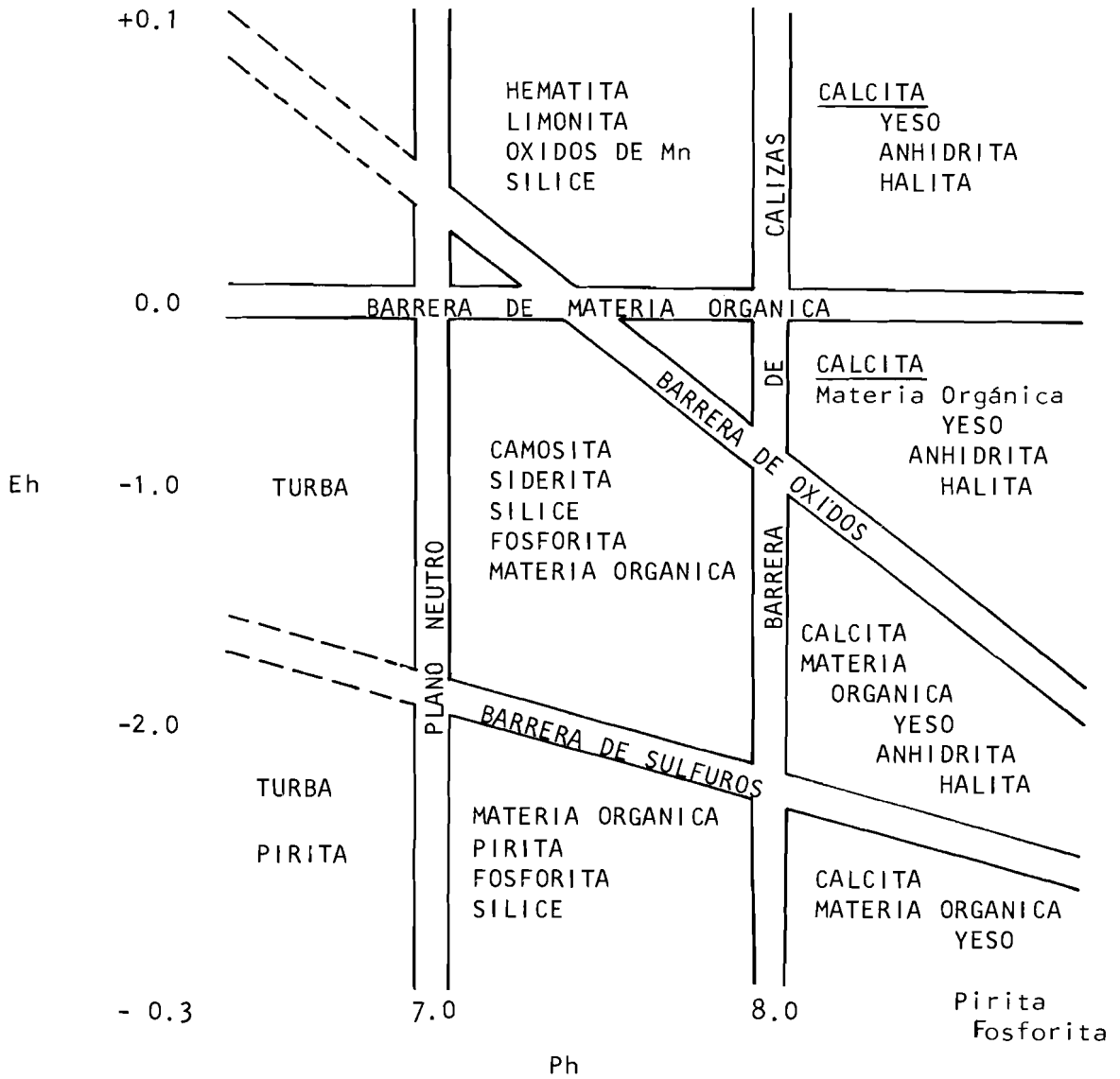


Diagrama del Ph - Eh

Fig. 4-1

En la figura anterior se ilustra a lo largo del eje de las - - abscisas los valores del Ph, y en las ordenadas los del Eh. Con el objeto de separar a este diagrama en áreas relacionadas con la formación de un determinado tipo de sedimento, se han puesto una serie de divisiones o barreras que influyen en la depositación de los mismos.

Así por ejemplo a la línea vertical en el lado derecho se le - denomina barrera de calizas debido a que para que en un medio se efectúe la depositación de  $\text{Ca CO}_3$  el Ph tendrá que ser mayor de 7.8, como lo indica dicha barrera vertical. Nótese también que la barrera de calizas - es independiente del Eh. Esto quiere decir que el  $\text{Ca CO}_3$  puede formarse en medios sedimentarios caracterizados por la presencia de condiciones - tanto oxidantes como reductoras.

Otro aspecto importante del diagrama anterior lo constituye - la barrera de materia orgánica que se encuentra en el valor de  $\text{Eh}=0$ , lo que indica que para que la materia orgánica no se oxide y se conserve en el record geológico el medio sedimentario tiene que ser reductor. Nótese también la independencia de la barrera de materia orgánica con el Ph,

Las otras dos barreras de óxidos de fierro y sulfatos dependen no solamente del valor del Eh sino también de las condiciones de acidez o alcalinidad (Ph), principalmente la primera, la cual señala que la formación de óxidos de fierro y manganeso se puede verificar en medios sedimentarios con valores negativos del Eh, siempre y cuando la solución sea preferentemente alcalina.

La manera de utilizar el diagrama de la Figura 4-1 para interpretar las condiciones de depositación de los sedimentos no-terrígenos, es analizando algunos ejemplos clásicos.

El más común está referido a la formación de calizas, ya que frecuentemente se observa en el record geológico la existencia de rocas carbonatadas asociadas muchas veces con horizontes de carbón, con lutitas bituminosas, con evaporitas o simplemente con sedimentos depositados en aguas relativamente someras. Esto evidentemente se explica al observar en el diagrama que la formación de  $\text{CaCO}_3$  es completamente independiente del Eh y por lo tanto las calizas podrán formarse en condiciones tanto oxidantes como reductoras.

Otro aspecto interesante lo constituye la formación de pirita. Este mineral frecuentemente se encuentra asociado con calizas pelágicas y sedimentos bituminosos depositados en aguas relativamente profundas. La presencia de pirita corrobora parcialmente el medio sedimentario en el que se formaron estos sedimentos, ya que para que se depositara y se conservara el  $\text{FeS}_2$ , las condiciones tuvieron que ser preferentemente reductoras como se indica en el diagrama. Las mismas consideraciones anteriores se pueden utilizar cuando se encuentra fosforita o sílice en forma de nódulos de pedernal en los sedimentos.

Así como se mencionaron los ejemplos anteriores que señalan la utilidad del diagrama de Eh y Ph en las interpretaciones de las condiciones físico-químicas del medio sedimentario, es posible mencionar algunos otros; sin embargo es más conveniente que el lector utilice el diagrama en los casos que le sean más conocidos.

## R E F E R E N C I A S

- Bradley, W. H., (1948): "Limnology and the Eocene lakes of the Rocky Mountain Region": Geol. Soc. Am. Bull., V. 59, p. 635 -648.
- Byrne, J. V., and Emery, K. O., (1960): "Sediments of the Gulf of California: Geol. Soc. of Am. Bull., V. 71, p. 933 - 1010.
- Ginsburg, R. N., (1957): "Early Diagenesis and Lithification of Shallow-water Carbonate Sediments in South Florida, in Regional Aspects of Carbonate Deposition": Soc. Econ. Paleontologist and Mineralogists Spec. Publ. 5.
- Krauskopf, K. B., (1959): "The Geochemistry of Silica in Sedimentary Environments, in Silica in sediments": Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. 7.
- Krumbein, W. C., (1942): "Physical and Chemical changes in Sediments after Deposition": Jour. Sed. Petrology, V. 12, p. 111 - 117.
- , Garrels R. M., (1952): "Origin and Classification of Chemical - Sediments in terms of PH and Oxidation-Reduction Potencial": Jour. Geology., V. 60, p. 1 - 33.
- Rich, J. L., (1951): "Three Critical Enviroments of Deposition, and Criteria for recognition of Rocks Deposited in each of them": Geol. - Soc. America Bull., V. 62, p. 1 - 20.
- Shepard, F. P., Phleger F. B., and Van Andel Tj. H., (1960): "Recent - Sediments, Northwest Gulf of Mexico": Tulsa, A. A. P. G.
- Stehli, F. G. and Hower, J., (1961): "Mineralogy and Early Diagenesis of Carbonate Sediments": Jour. Sed. Petrology, V. 31, p. 358 - 371.
- Weller, J. M., (1959): "Compaction of Sediments": A. A. P. G., V. 43, p. 273 - 310.
- Zobell, C. E., (1946): "Studies on Redox Potential of Marine Sediments": A. A. P. G., V. 30, p. 477 - 513.