

APUNTES DE ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTACIÓN

Edison Navarrete Cuesta
INGENIERO GEÓLOGO
PROFESOR HONORARIO

CARRERA DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA
FACULTAD DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(FICT)

ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL (ESPOL)
Campus Gustavo Galindo V.
Km. 30.5 Vía Perimetral - Guayaquil - Ecuador
Teléfonos: 593-4-2269426 / 593-4-2269417 / 593-4-2269401
Email: enavarre@espol.edu.ec / enavarre2@yahoo.com /
enavarre4@gmail.com

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN A LA ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTACIÓN	7
1.1	ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTACIÓN.....	7
1.1.1	Conceptos	7
1.1.2	Relaciones con otras ciencias	8
1.2	PRINCIPIOS QUE SE UTILIZAN EN ESTRATIGRAFÍA	9
1.2.1	Principio de Superposición de Capas o Estratos	9
1.2.2	Principio de Sucesión Faunística	9
1.2.3	Principio de Uniformismo y Principio de Actualismo	10
1.3	OBJETIVOS	11
1.3.1	Identificación de estratos y establecimiento de la serie estratigráfica local.....	11
1.3.2	Correlación entre las diferentes series estratigráficas	12
1.3.3	Interpretación estratigráfica	13
2	ESTRATIFICACIÓN Y ROCAS SEDIMENTARIAS.....	14
2.1	ESTRATO	14
2.1.1	Definiciones.....	14
2.1.2	Estudio.....	15
2.2	ESTRATIFICACIÓN	17
2.2.1	Definición	17
2.2.2	Estudio.....	17
2.2.3	Tipos de estratificación.....	17
2.2.4	Causas de la estratificación.....	18
2.2.5	Medida de la estratificación	18
2.2.6	Forma de los estratos: factores que la condicionan.....	20
2.3	SERIES ESTRATIGRÁFICAS	20
3	ESTRATIGRAFÍA Y TIEMPO GEOLÓGICO	24
3.1	ESPACIO Y TIEMPO COMO VARIABLES GEOLÓGICAS.....	24
3.2	EDADES RELATIVAS Y EDADES ABSOLUTAS.....	26
3.2.1	Edades relativas	27
3.2.2	Edades absolutas	28
3.3	LAS GRANDES DIVISIONES GEOLÓGICAS	33
4	NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA.....	41
4.1	NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA	41
4.2	UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	42
4.2.1	Unidades litoestratigráficas	43
4.2.2	Unidades Bioestratigráficas	47
4.2.3	Unidades Cronoestratigráficas y Unidades Geocronológicas	51
5	ROCAS SEDIMENTARIAS: TEXTURAS.....	55
5.1	ROCAS SEDIMENTARIAS Y ROCAS ESTRATIFICADAS.....	55
5.2	ELEMENTOS TEXTURALES EN ROCAS SEDIMENTARIAS.....	57

5.2.1	Tamaño del grano o Granulometría	58
5.2.2	Forma de las partículas	64
5.2.3	Textura superficial de las partículas	71
5.2.4	Orientación y empaquetamiento de partículas	71
5.2.5	Otras medidas	73
5.3	ELEMENTOS TEXTURALES DE ROCAS NO CLÁSTICAS	74
6	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE ORDENAMIENTO INTERNO	75
6.1	INTRODUCCIÓN	75
6.2	LAMINACIÓN	76
6.2.1	Ondulitas y su laminación	77
6.2.2	Laminación horizontal	83
6.2.3	Estratificación cruzada	83
6.2.4	Estratificación bimodal (Herring bone)	84
6.3	ESTRATIFICACIÓN GRADADA	85
6.4	IMBRICACIÓN	85
7	CARACTERES DE LA SUPERFICIE DE ESTRATIFICACIÓN	87
7.1	INTRODUCCIÓN	87
7.2	MARCAS FÍSICAS EN EL TECHO	88
7.2.1	Grietas de desecación o Sartenejas (Mud cracks)	88
7.2.2	Huellas de gotas de lluvia	89
7.2.3	Huellas de burbujas	90
7.2.4	Huellas de cristales	91
7.2.5	Swash marks (marcas de resaca)	91
7.2.6	Rill marks (marcas de escurrimiento)	91
7.2.7	Paleocanales	92
7.3	MARCAS DE CORRIENTE	92
7.3.1	Scour marks (marcas de erosión)	93
7.3.2	Tool marks (marcas de herramienta o marcas labradas por objetos)	97
7.4	MARCAS POSTDEPOSICIONALES (HARD GROUNDS Y SUPERFICIES COSTRIFICADAS)	100
8	ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN	101
8.1	INTRODUCCIÓN	101
8.2	ESTRUCTURAS DE CARGA	101
8.3	ESTRUCTURAS ALMOHADILLADAS	103
8.4	LAMINACIÓN CONVOLUTA	105
8.5	ESTRUCTURAS DE INYECCIÓN O INTRUSIÓN	106
8.6	ESTRUCTURAS SLUMPS Y CONTORSIONADAS	108
8.7	CANTOS DE ARCILLA ARMADOS	109
9	ESTRUCTURAS ORGÁNICAS	111
9.1	INTRODUCCIÓN	111
9.2	ORGANISMOS CONSTRUCTORES DE ROCAS	111
9.2.1	Mallas de algas	111
9.2.2	Estromatolitos	112

9.3	PISTAS (HUELLAS), GALERÍAS (“BURROWS”) Y PERFORACIONES	114
9.3.1	Pistas (huellas) y galerías (“burrows”)	114
9.3.2	Perforaciones	118
9.4	TRAZAS FÓSILES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS	119
10	ESTRUCTURAS DIAGENÉTICAS	123
10.1	INTRODUCCIÓN	123
10.2	ESTRUCTURAS DIAGENÉTICAS DE PRECIPITACIÓN	123
10.2.1	Nódulos	124
10.2.2	Concreciones s. s.	124
10.2.3	Rosetas	125
10.2.4	Esferulitas.....	125
10.2.5	Geodas.....	126
10.2.6	Septarias	127
10.3	ESTRUCTURAS DIAGENÉTICAS DE DISOLUCIÓN	128
10.3.1	Líneas de presión-disolución.....	128
10.3.2	Conos encajados.....	132
11	PROCESOS SEDIMENTARIOS	133
11.1	INTRODUCCIÓN	133
11.2	MEDIO GENERADOR Y MEDIO RECEPTOR.....	133
11.3	ORIGEN DE LOS MATERIALES	134
11.4	METEORIZACIÓN Y EROSIÓN.....	135
11.4.1	Meteorización Física	137
11.4.2	Meteorización Química	137
11.4.3	Meteorización Biológica	139
11.4.4	Meteorización esferoidal	139
11.4.5	Meteorización de rocas comunes	140
11.5	EDAFIZACIÓN Y DEPÓSITOS RESIDUALES	143
11.5.1	Conceptos.....	143
11.5.2	Perfil.....	144
11.5.3	Factores	146
11.5.4	Clasificación.....	146
12	MEDIOS SEDIMENTARIOS	151
12.1	INTRODUCCION	151
12.2	CLASIFICACIÓN DE LOS AMBIENTES O MEDIOS SEDIMENTARIOS.....	153
12.3	AMBIENTES O MEDIOS SEDIMENTARIOS CONTINENTALES	153
12.3.1	Medios sedimentarios eólicos	154
12.3.2	Medios de zonas áridas	157
12.3.3	Medios sedimentarios glaciares.....	158
12.3.4	Medio sedimentario periglacial.....	162
12.3.5	Medio sedimentario fluvial	163
12.3.6	Medio sedimentario lacustre	167
12.3.7	Medio sedimentario palustre	170

12.4	MEDIOS SEDIMENTARIOS DE TRANSICIÓN	171
12.4.1	Playas	172
12.4.2	Deltas	174
12.4.3	Llanuras de mareas.....	176
12.4.4	Estuarios.....	177
12.4.5	Lagoons (lagunas costeras)	178
12.5	MEDIOS SEDIMENTARIOS MARINOS	179
12.5.1	Plataforma continental.....	179
12.5.2	Arrecifes.....	180
12.5.3	Sedimentación marina profunda.....	182
13	TÓPICOS VARIOS	185
13.1	TEORÍA DE LOS GEOSINCLINALES	185
13.1.1	Concepto	185
13.1.2	Teoría Geosinclinal	185
13.2	MARGA.....	187
13.2.1	Descripción	187
13.2.2	Ambiente de formación	188
13.2.3	Usos.....	188
13.3	FLYSCH	189
13.4	MOLASA.....	190
13.5	TURBIDITAS.....	191
13.5.1	Secuencia ideal de las turbiditas de Bouma	192
13.5.2	Génesis	194
13.5.3	Importancia de las turbiditas	196
13.5.4	Ambientes clásticos profundos y turbiditas	196
13.5.5	Fondos oceánicos	201
13.6	TRANSGRESIÓN	204
13.6.1	Facies características	205
13.7	REGRESIÓN	206
14	ESTRATIGRAFÍA PRÁCTICA	208
14.1	PERFILES O CORTES GEOLÓGICOS	208
14.1.1	Concepto	208
14.1.2	Elementos.....	209
14.1.3	Construcción	209
14.2	COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS	210
14.2.1	Concepto y Utilidad	210
14.2.2	Construcción	211
14.3	INFORME TÉCNICO DEL TRABAJO GEOLÓGICO.....	228
14.3.1	Formato del Informe o Reporte Geológico	228
15	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	229
16	ANEXOS.....	230
16.1	ITINERARIO Y PROGRAMA DE SALIDA DE PRÁCTICA DE CAMPO	230

16.2 MAPA GEOLÓGICO E IMAGEN DE SATÉLITE DEL ITINERARIO DE LA SALIDA DE PRÁCTICA DE CAMPO232

CAPÍTULO # 1

1 INTRODUCCIÓN A LA ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTACIÓN

1.1 ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTACIÓN

1.1.1 Conceptos

Etimológicamente la palabra **Estratigrafía**, proviene de las dos voces latinas: **Stratum** = manto, capa. **Graphos** = descripción. De acuerdo con la etimología:

Estratigrafía es la ciencia que se ocupa de la descripción de mantos, capas o estratos.

Otros **conceptos de Estratigrafía** son los siguientes:

Estratigrafía es la parte inorgánica de la Geología Histórica o el desarrollo a través de las sucesivas edades geológicas de la litosfera o armazón rocoso de la Tierra (*Grabau, 1913*).

Estratigrafía es la rama de las ciencias geológicas que trata de las rocas estratificadas, con el fin de establecer su sucesión cronológica y su distribución geográfica (*Teichert, 1958*).

Estratigrafía estudia las capas de la corteza terrestre, las rocas desde el punto de vista de su sucesión cronológica y de su repartición geográfica.....El dominio propio de la Estratigrafía es describir series de terrenos en muchos puntos diferentes de nuestro globo, comparar estas series entre ellas, tratar de sincronizarlas unas en relación a otras, ver en que difieren, abarcar estas diferencias en el espacio y en el tiempo y agruparlas armoniosamente en una serie de cuadros coherentes (*Gignoux, 1960*).

Estratigrafía es otra denominación para la Geología Histórica (*Stamp, 1923*).

Estratigrafía es la rama de la Geología que trata del estudio e interpretación de las rocas sedimentarias y estratificadas, y de la identificación, descripción, secuencia, tanto vertical como horizontal, cartografía y correlación de las unidades estratigráficas de rocas (*Weller, 1960*).

Estratigrafía es el estudio de los estratos y sus relaciones (no solo relaciones de edad) y sus fines incluyen no solo el conocimiento de las historia que registran, sino otros muchos tipos de conocimientos, incluyendo los de valor económico (**Subcomisión Internacional de Estratigrafía y Terminología, 1961**).

Estratigrafía se define como el estudio e interpretación de los procesos registrados en las sucesiones sedimentarias, que van a permitir, además de conocer la naturaleza y disposición de las rocas estratificadas, la correlación, tanto de los materiales como de los sucesos, y una ordenación temporal correcta de la secuencia de materiales y sucesos (*Corrales et al, 1977*).

Por lo tanto, para Corrales, la Estratigrafía es un soporte de la Geología Histórica (etapa descriptiva) como etapa de interpretación, donde destaca el papel de la Sedimentología

Etimológicamente la palabra **Sedimentología**, proviene de las dos voces latinas: **Sedimentum = depósito. Logos = estudio.** De acuerdo con la etimología:

Sedimentología es la ciencia que estudia los depósitos o sedimentos.

Sedimentología es el estudio de la génesis de las rocas estratificadas (*Grabau*, 1913).

Sedimentación se refiere a los procesos que originan la formación de las rocas sedimentarias, comprendiendo el origen, el transporte y la depositación de los materiales formadores de rocas.

Por lo tanto, Sedimentología es equivalente a Sedimentación.

Haciendo un símil, se puede decir que la **Sedimentología** es para la **Estratigrafía** lo que la **Biología** es para la **Paleontología**.

El estudio de los procesos que rigen la formación y la distribución de los sedimentos recientes establecen las normas por seguir en la interpretación de las rocas sedimentarias antiguas. El Registro Estratigráfico da como resultado la continuidad de los procesos sedimentarios a través del tiempo geológico.

1.1.2 Relaciones con otras ciencias

La Tabla 1.1 muestra un cuadro con la Estratigrafía y otras ciencias y disciplinas de la Geología relacionadas.

Física	Geofísica	Litoestratigrafía
Climatología	Paleoclimatología	Bioestratigrafía
Paleontología	Geología histórica	Cronoestratigrafía
Geología Aplicada	ESTRATIGRAFÍA	Magnetoestratigrafía
Petrología Sedimentaria	Sedimentología	Estratigrafía secuencial
Química	Geoquímica	Quimioestratigrafía
Geodinámica	Paleogeografía	Análisis de cuencas
Ecología	Paleoecología	Edafología
Biología	Mineralogía	

Tabla 1.1. Cuadro con algunas de las ciencias y disciplinas relacionadas con la Estratigrafía (Tomado de INTERNET).

1.2 PRINCIPIOS QUE SE UTILIZAN EN ESTRATIGRAFÍA

Consisten en razonamientos o principios similares a las leyes que rigen otras ciencias, pero que no tienen el mismo carácter general que aquellas.

1.2.1 Principio de Superposición de Capas o Estratos

Este principio se debe a Nicolás Steno (1669) que se dio cuenta que **“en una serie estratigráfica, poco o nada deformada, el orden de superposición de las capas es el mismo de su depósito”**. Por lo tanto, toda capa superpuesta a otra es más moderna que aquella (Figura 1.1).

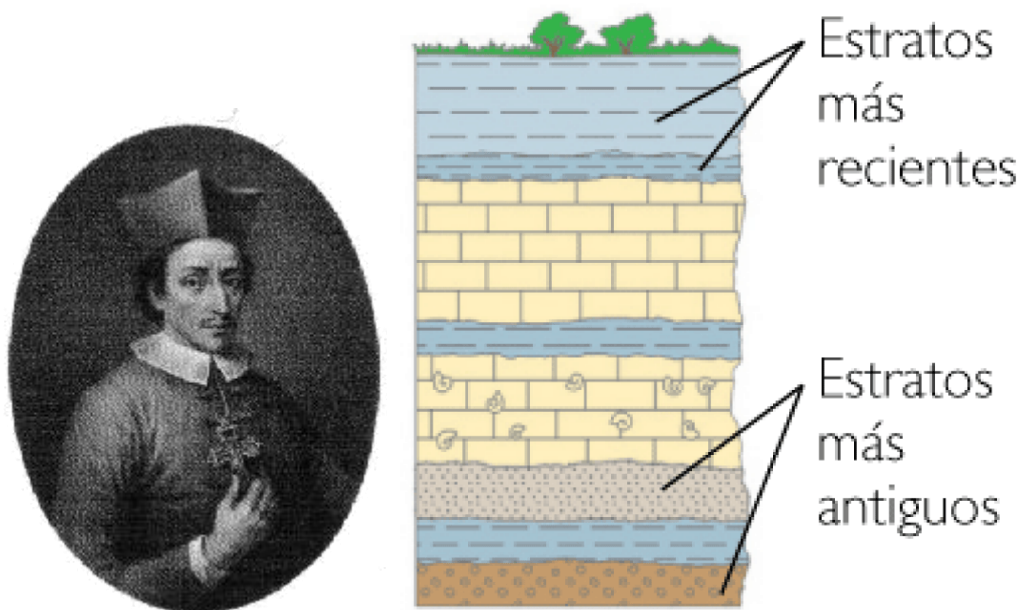


Figura 1.1. Principio de Superposición de Capas o Estratos: A la izquierda – cuadro de Nicolás Steno. A la derecha – columna estratigráfica que muestra la aplicación del principio (ilustraciones tomadas de INTERNET).

Este principio fue difundido y generalizado por James Hutton. Tiene excepciones derivadas de determinados fenómenos geológicos, como los procesos erosivo-sedimentarios de las cuencas fluviales, o las deformaciones tectónicas intensas que pueden llegar a tumbar o invertir la serie, siendo necesarios criterios de polaridad para distinguir el orden de depósito. Fue el primer intento de establecer la cronología de los sucesos y como consecuencia, aparecieron las primeras divisiones cronoestratigráficas.

1.2.2 Principio de Sucesión Faunística

Este principio se debe a William Smith (Ingeniero de Caminos, principios del siglo XIX), que por sus observaciones de la distribución de los fósiles en el tiempo, se permite enunciar este principio, según el cual **“cada capa o estrato, o grupo de ellos, pueden identificarse por su contenido biológico”**. En otras palabras, las capas que tienen el mismo contenido fósil son de la misma edad, aunque su litología difiera. Esto permite establecer una correlación más

exacta al permitir una datación de los materiales. Por lo tanto, este principio pone las bases para la Bioestratigrafía (Figura 1.2).

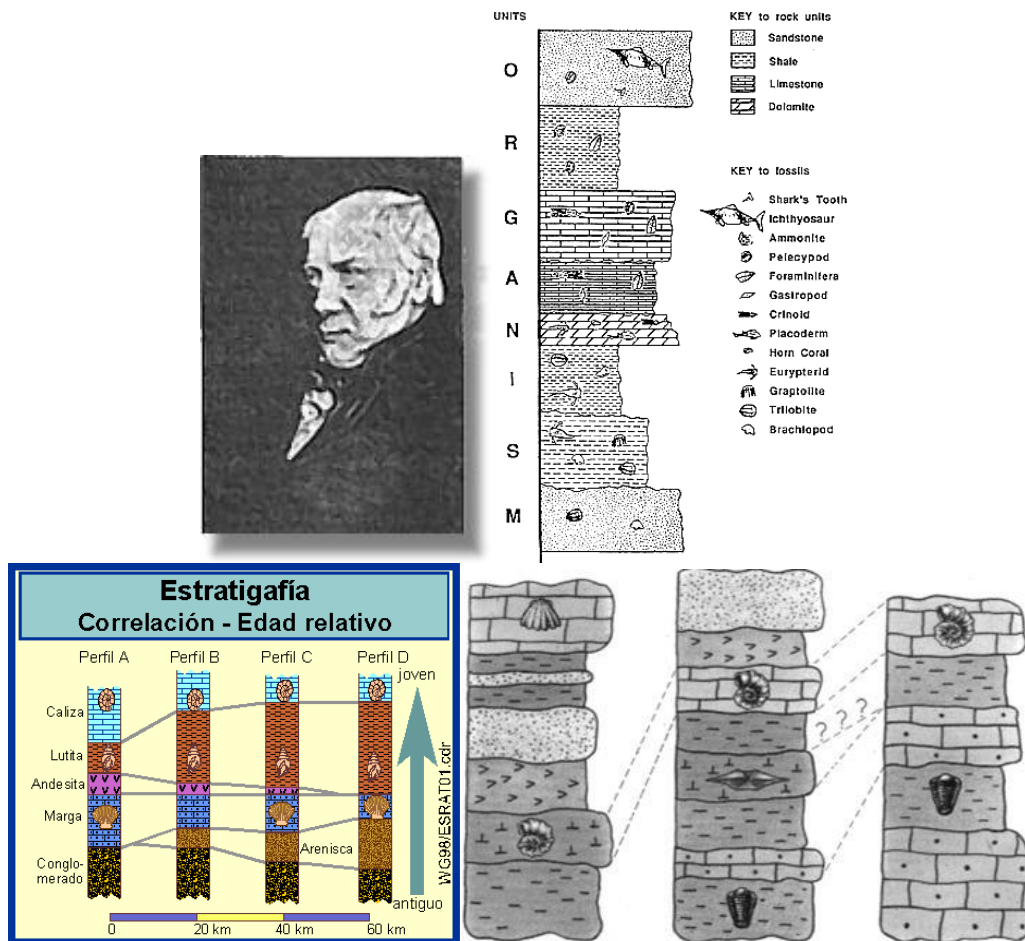


Figura 1.2. Principio de Sucesión Faunística: Primera fila – a la izquierda, retrato de William Smith; a la derecha, columna estratigráfica que muestra la aplicación del principio. Segunda fila – aplicación del principio en la correlación de columnas estratigráficas (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

1.2.3 Principio de Uniformismo y Principio de Actualismo

Muchos geólogos los consideran como un solo principio, enunciado originalmente por James Hutton con la celebre frase **“el presente es la clave del pasado”**. Pero fueron John Playfair y Charles Lyell los que se encargaron de difundirlo (Figura 1.3).



Figura 1.3. Autor y difusores del Principio de Uniformismo: A la izquierda – James Hutton. Al centro – John Playfair. A la derecha – Charles Lyell (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

Para los autores que lo consideran como un solo principio, este indica que los procesos (físicos) que han tenido lugar a lo largo de la historia de la Tierra, habían sido uniformes y semejantes a los actuales (continuos), y como consecuencia el estudio de las condiciones actuales nos sirven para la comparación e interpretación de lo que paso en el pasado.

En tiempos más recientes, algunos autores con mayor razonamiento, lo consideran como dos principios distintos:

Uniformismo: las leyes y procesos naturales han permanecido uniformes a lo largo del tiempo geológico.

Actualismo: los fenómenos que hoy están actuando han producido los mismos efectos en el pasado.

Inclusive este razonamiento más reciente considera que el Uniformismo, tal como fue enunciado originalmente, no puede ser totalmente aceptado, ha de ser corregido para permitir variaciones en el ritmo e intensidad con que se han desarrollado los procesos geológicos. Ejemplos: La atmósfera sin oxígeno que existía en el precámbrico, que no permitía la vida. La incidencia de los glaciares en el planeta Tierra, durante las épocas de glaciaciones en el Pleistoceno, no es la misma que la que tiene en la actualidad.

1.3 OBJETIVOS

Los objetivos son varios y sucesivos:

1.3.1 Identificación de estratos y establecimiento de la serie estratigráfica local

Es el objetivo inicial y consta de dos fases:

*Identificación del estrato con descripción del máximo número de caracteres esenciales, tales como: espesor, composición litológica, textura, estructuras, contenido paleontológico, etc.

*Ordenación temporal del estrato mediante el análisis de las estructuras y el contenido paleontológico, obteniéndose la serie estratigráfica local (Figura 1.4).

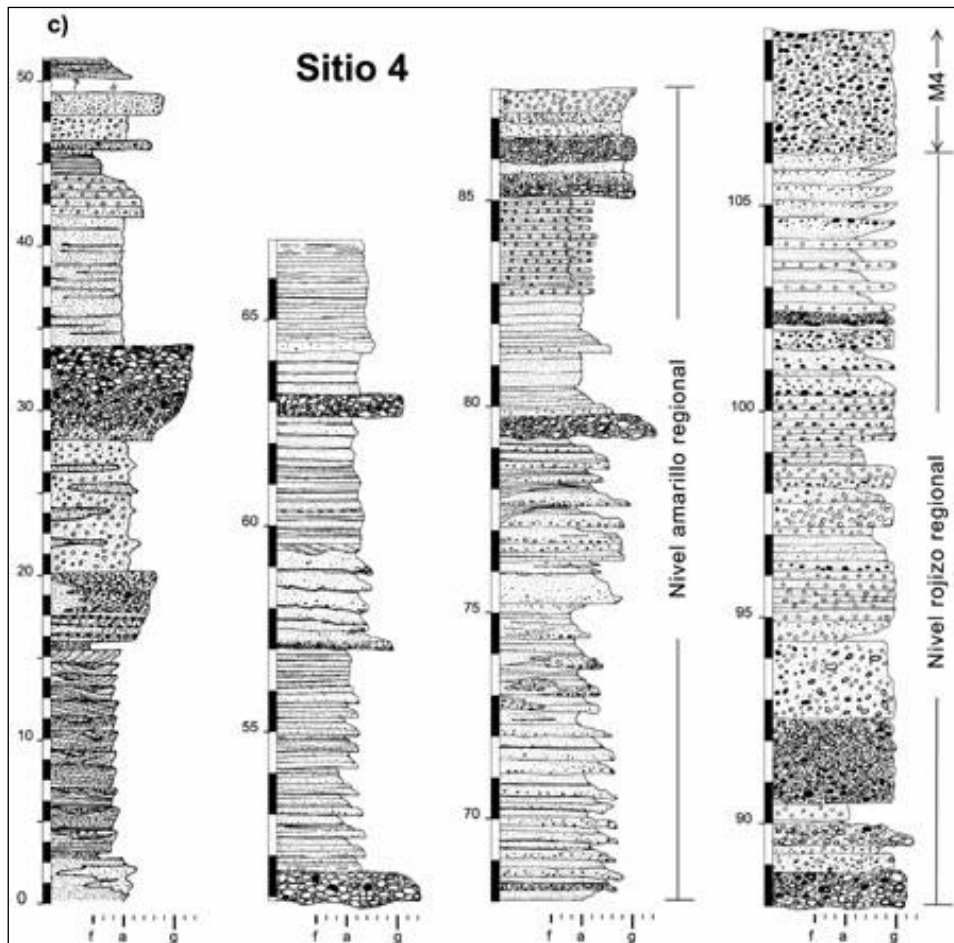


Figura 1.4. Serie estratigráfica local de un sitio representada por la columna estratigráfica total del lugar, ordenada de base a tope, con identificación de cada uno de los estratos individuales que la componen (Ilustración tomada de INTERNET).

1.3.2 Correlación entre las diferentes series estratigráficas

Es el objetivo principal de la Estratigrafía, siendo la fase de interpretación y relación del objetivo inicial. Las series locales se comparan entre sí para obtener la **serie estratigráfica general** (Figura 1.5). Con la correlación se integra la variable espacio teniendo como dimensión la región estudiada, ejemplo: una cuenca sedimentaria.



Figura 1.5. Serie estratigráfica general de una región representada por la columna estratigráfica que muestra en forma sintética los sistemas de depósitos (Figura tomada de INTERNET)

1.3.3 Interpretación estratigráfica

Con los datos obtenidos de los dos primeros objetivos, o sea con la obtención de la Paleogeografía, se entra a estudiar los cambios sucesivos de la cuenca en el tiempo (Geología Histórica).

CAPÍTULO # 2

2 ESTRATIFICACIÓN Y ROCAS SEDIMENTARIAS

2.1 ESTRATO

2.1.1 Definiciones

Existen dos tendencias en cuanto a la definición de estrato:

- Una que atiende a la geometría
- Otra que atiende a la geometría y a la génesis

Definición geométrica:

Estrato es un nivel de roca o sedimento que es más o menos distinguible de forma visual o física, separado de los niveles superior e inferior por superficies de estratificación (Campbell, 1967).

Definiciones geométricas y genéticas:

Estrato es una unidad de sedimentación que se ha depositado esencialmente bajo condiciones físicas constantes (Otto, 1938).

Estrato es un nivel simple de litología homogénea o gradacional depositado de forma paralela a la inclinación original de la formación. Está separado de los estratos adyacentes por superficies de erosión, no sedimentación o cambio abrupto de carácter (McKee y Weir, 1953).

El estrato es la unidad básica de la Estratigrafía o unidad litoestratigráfica menor. Los estratos se forman típicamente como capas horizontales de potencia (espesor) uniforme, limitadas por superficies de estratificación (Figura 2.1).



Figura 2.1. Estratos: A la izquierda – conjunto de estratos de la Formación Socorro, en los acantilados entre Ancón y Anconcito. A la derecha – conjunto de estratos de la Formación Guayaquil, en los taludes de la Vía Perimetral, en Guayaquil (Fotos tomadas por E. Navarrete).

2.1.2 Estudio

El estudio de un estrato se basa en los siguientes **factores**:

- a. Límites del estrato (plano o superficie inferior y superior).
- b. Espesor y forma del estrato.
- c. Textura y estructura del estrato.

Planos o **superficies de estratificación** son superficies que limitan a los estratos, producidas principalmente por un período de no depositación (interrupción) o por un cambio brusco en las condiciones del depósito.

Las superficies de estratificación son:

- Fáciles de reconocer en afloramientos expuestos a la alteración durante cierto tiempo y en estratos consecutivos de diferente litología (Figura 2.2).
- Difíciles de reconocer en testigos de perforaciones y en afloramientos donde la litología es similar.



Figura 2.2. Planos o superficies de estratificación en un afloramiento de diatomitas en Chipre (Foto tomada de INTERNET).

Ciertos autores, de acuerdo al **espesor**, consideran que los estratos se pueden denominar: **capas (beds)**, cuando son más gruesos, y **láminas**, cuando son más finos. Pero, de manera general, se entiende que capa y estrato no tienen el mismo significado.

Capa es una unidad plana, limitada por diferencias en composición, textura y estructura.

Por lo tanto, capa tiene mayor amplitud en la definición, ya que no se refiere al aspecto genético, pudiéndose entonces incluir, dentro de este concepto, las rocas metamórficas y volcánicas.

El **espesor** es una magnitud cuantitativa y se la expresa en cm., m., etc. Mientras que la **textura** de los estratos se puede expresar como: homogénea, heterogénea, rítmica, gradacional, etc.

Lámina es el nivel megascópico más pequeño en una secuencia sedimentaria y está limitado tanto por encima como por debajo por superficies de laminación (Figura 2.3).

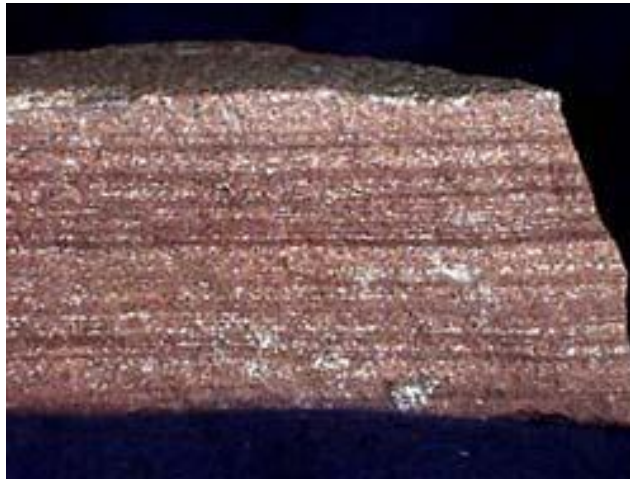


Figura 2.3. Láminas paralelas en un conjunto de dos estratos (Foto tomada de INTERNET).

Las características de las láminas son las siguientes:

- Composición y textura uniformes.
- No se pueden dividir a simple vista.
- Tienen extensión lateral más pequeña, o como máximo, igual que la del estrato en el que están incluidas.

Conjunto de estratos son dos o más estratos o capas sedimentarias superpuestas que se distinguen del resto, por su relación genética o por tener la misma litología, textura o estructura sedimentarias (Figura 2.4).



Figura 2.4. Conjunto de estratos turbidíticos (Foto tomada de INTERNET).

2.2 ESTRATIFICACIÓN

2.2.1 Definición

Estratificación es la disposición de las rocas sedimentarias en sucesivos estratos.

Laminación es la disposición sucesiva de láminas dentro de un estrato.

2.2.2 Estudio

En el estudio de la estratificación se destacan tres **aspectos** principales:

- a. **Superficies de estratificación** son los límites superior e inferior de cada estrato y representan una pequeña interrupción (de duración variable) en la sedimentación.
- b. **Espesor de los estratos** es la distancia entre las dos superficies de estratificación limitantes, medida perpendicularmente a ellas. El espesor es variable.
- c. **Interior de los estratos** es la parte interna del estrato, su estudio detallado sirve para obtener los datos básicos para la interpretación de la historia sedimentaria de la cuenca.

Para el estudio de la estratificación se toman en cuenta tres **factores**:

- a. **Litología**: tipo de roca. Ejemplo: arenisca, caliza, etc.
- b. **Estructura interna del estrato**: parte interna del estrato. Ejemplo: granuloclasificación, etc.
- c. **Contenido fosilífero**: fósiles presentes en el estrato que proporcionan datación y condiciones paleoecológicas. Ejemplo: trilobites, foraminíferos, ammonites, etc.

2.2.3 Tipos de estratificación

Genéticamente los factores que intervienen en la estratificación son:

- a. **Naturaleza de los sedimentos.**
- b. **Tipo de transporte.**
- c. **Condiciones del ambiente sedimentario.**

La complejidad de las combinaciones de estos factores impide establecer una clasificación de tipo genético. En cambio, la **clasificación de la estratificación** se establece en base a la relación geométrica entre los planos de estratificación. Ejemplo: estratificación paralela, estratificación ondulada, estratificación cruzada, etc. (Figura 2.5).

Las clasificaciones, que se utilizan en la actualidad, se basan en la disposición que adoptan los estratos (**estratificación**) y en la disposición de las láminas dentro de los estratos (**laminación**). Ejemplo: las clasificaciones de Campbell (1967) y de Ricchi Luchi (1970).



Figura 2.5. Tipos de estratificación: Afloramiento de rocas sedimentarias que muestra estratificación paralela y estratificación cruzada (Foto tomada de INTERNET).

En las clasificaciones también se toman en cuenta otros parámetros, como litología, espesor, ordenamiento interno, etc., para precisar la estratificación. Ejemplo: estratificación homogénea, estratificación uniforme, estratificación masiva, etc.

2.2.4 Causas de la estratificación

Las principales hipótesis que causan la estratificación son las siguientes:

- a. Cambios de tiempo y estacionales.
- b. Variaciones en la energía de las corrientes.
- c. Elevaciones relativas del nivel del mar.
- d. Condiciones de vida de los organismos (¿?).
- e. Cambios climáticos (¿?).

2.2.5 Medida de la estratificación

Se puede medir en los estratos tres valores absolutos (Figura 2.6):

- a. **Rumbo** es el ángulo que forma con el norte geográfico, la línea de intersección (traza) de la superficie de estratificación con un plano horizontal.
- b. **Buzamiento** es el ángulo que forma la superficie del estrato con un plano horizontal, medido en un plano perpendicular vertical, ortogonal a la traza del rumbo.
- c. **Espesor** es la distancia, entre los planos de estratificación limitantes, medida perpendicularmente a ellos.

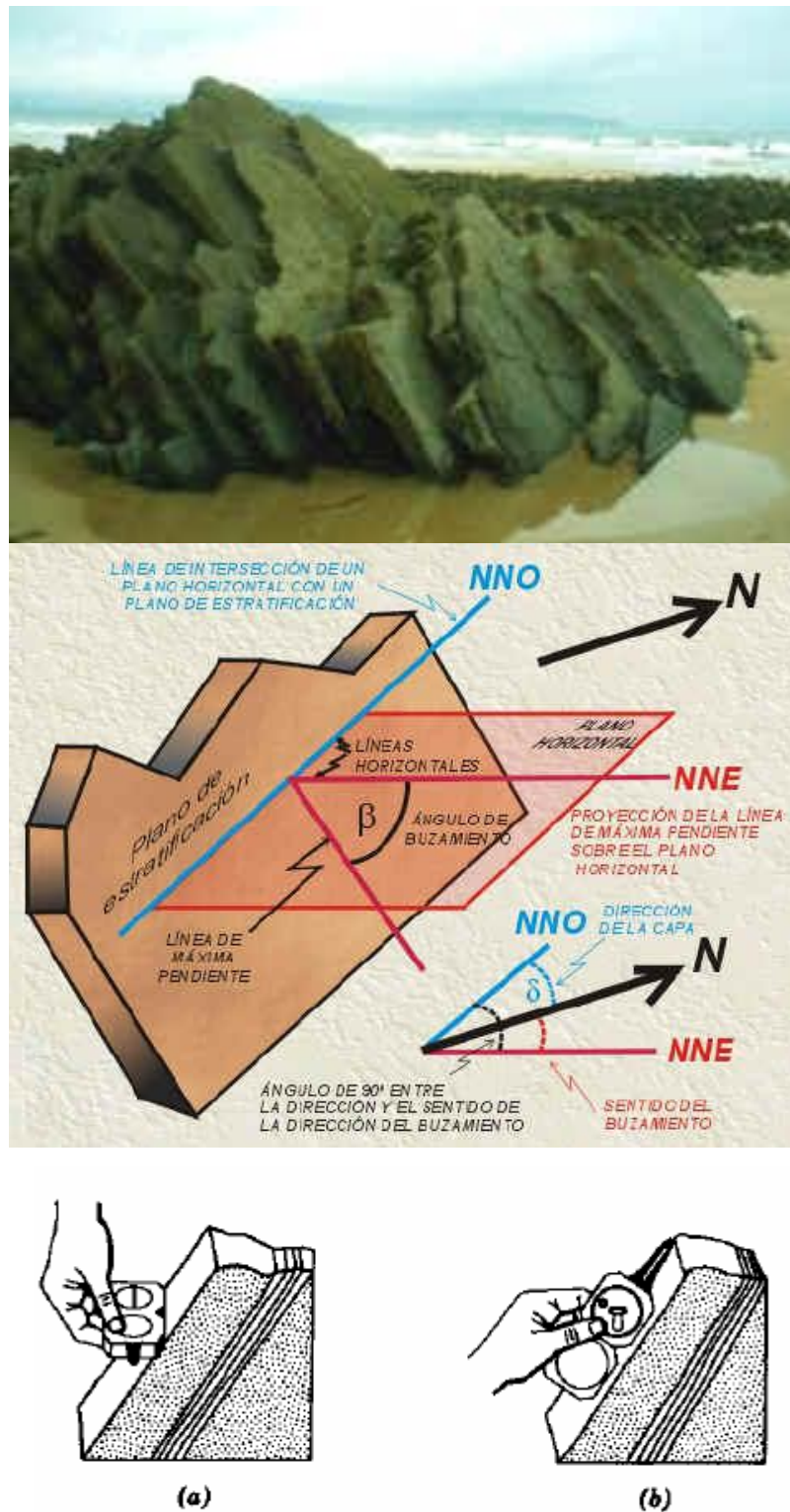


Figura 2.6. Medidas de la estratificación: Primera fila – afloramiento de estratos inclinados. Segunda fila – representación de rumbo y buzamiento en un estrato inclinado. Tercera fila – forma en que se mide el rumbo y buzamiento en un estrato mediante una brújula geológica (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

Las medidas de Rumbo y Buzamiento se toman con una **brújula** o **compás geológico**. Las medidas del espesor se toman con cinta o, cuando los estratos están inclinados, se utiliza la **vara de Jacob**.

2.2.6 Forma de los estratos: factores que la condicionan

La forma del estrato está dada por la relación entre su longitud, ancho y espesor. Los **factores** que influyen en la forma (disposición geométrica) de los estratos son de dos tipos:

- a. **Genéticos:** divididos en dos tipos: estáticos y dinámicos.
- b. **Posteriores a la sedimentación:** tales como los procesos de compactación y diagénesis.

Las terminaciones laterales de los estratos se pueden agrupar en: acuñamientos, digitaciones, terminaciones difusas y erosionales.

2.3 SERIES ESTRATIGRÁFICAS

Todos los estudios en Estratigrafía nacen de los datos plasmados en las series estratigráficas.

Serie estratigráfica es una sucesión de estratos con continuidad en el tiempo y separada de otras series por una discontinuidad estratigráfica.

El **estrato** se considera, como el **dato puntual**, y la **serie estratigráfica local** se toma, como los datos puntuales relacionados temporalmente en un punto geográfico concreto (Figura 2.7).



Figura 2.7. Serie estratigráfica local de la Formación Cayo en los Cerros de Durán (Foto tomada por E. Navarrete).

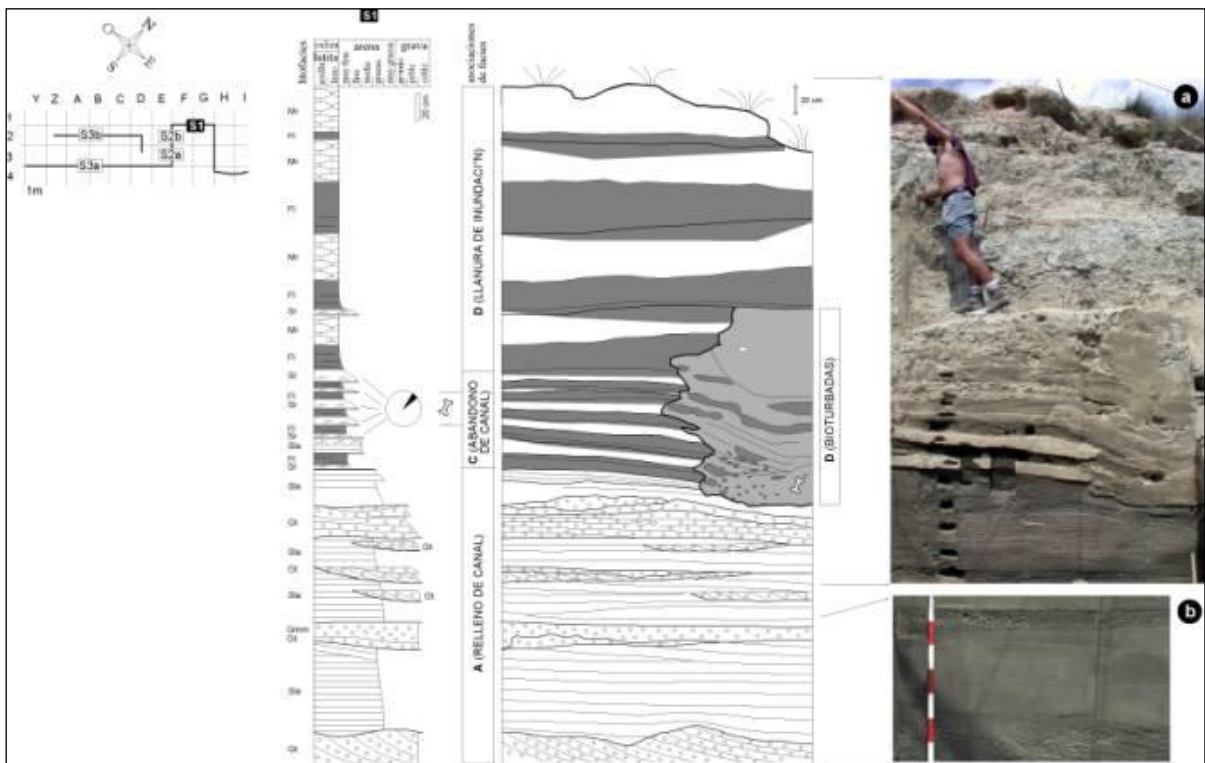
Las representaciones gráficas de las series reciben el nombre de **columnas estratigráficas**.

Existen tres tipos generales de **características** en las series estratigráficas:

a. Precisión

De acuerdo a la precisión existen los siguientes tipos de series estratigráficas (Figura 2.8):

- **Series estratigráficas detalladas** son las que toman en cuenta cada estrato con sus características propias.
- **Series estratigráficas esquemáticas** son las que agrupan niveles por la homogeneidad de ciertos aspectos.



b. Área de validez

Las series tienen validez:

- **Local**, si los cambios laterales son frecuentes.
- **Zonal**, si el área es mayor.
- **Regional**, si la extensión corresponde a una unidad geológica de gran amplitud (Figura 2.9).

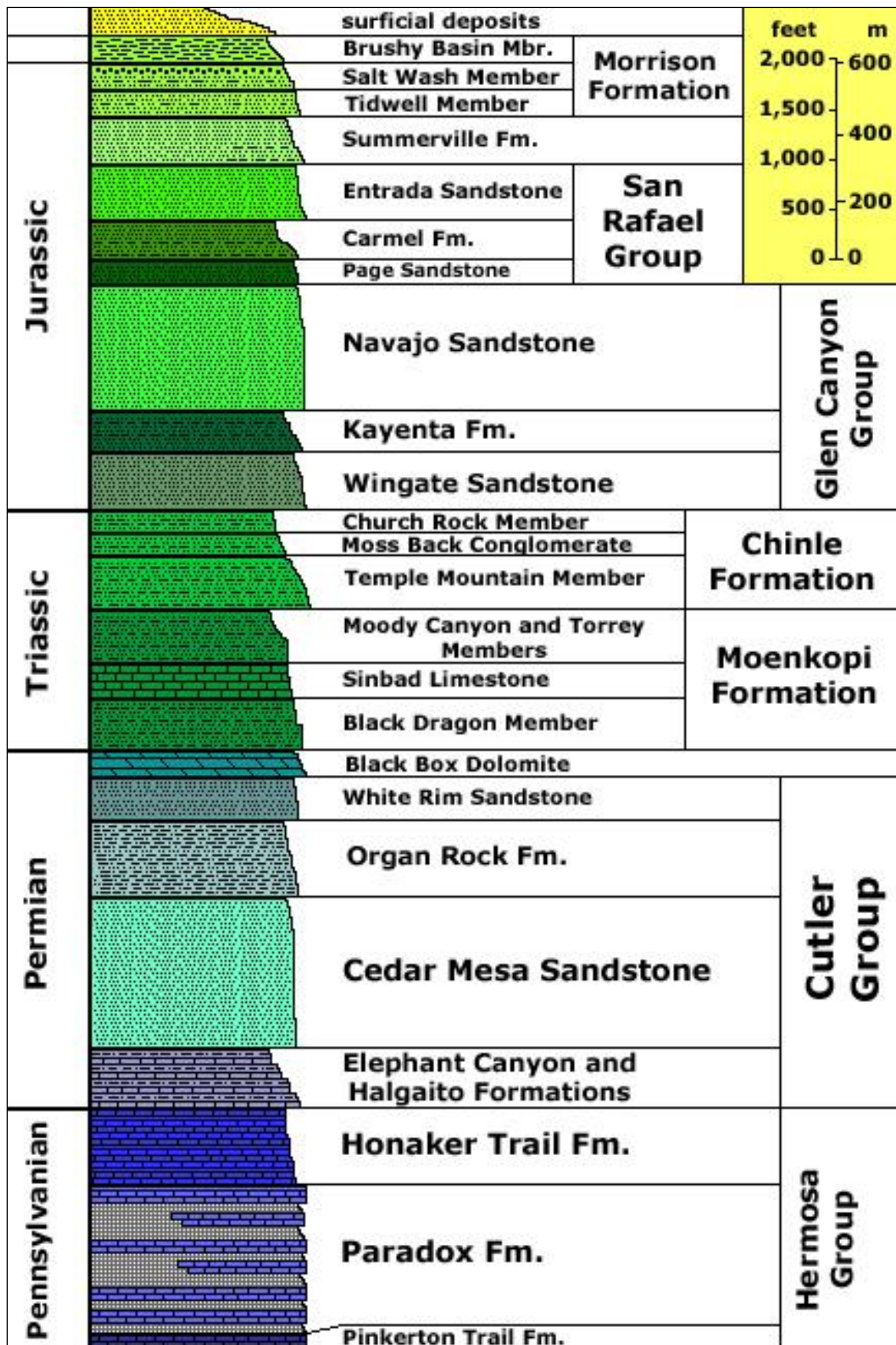


Figura 2.9. Columna que representa la serie estratigráfica regional desde el Pensilvánico hasta el Jurásico en la región de Canyonlands en Estados Unidos de Norteamérica (Figura tomada de INTERNET).

c. Construcción

De acuerdo a la construcción son:

- **Series compuestas** las que se forman a partir de otras series parciales (Figura 2.10).
- **Series continuas** las que se forman a partir de la sucesión continua de los estratos.



Figura 2.10. Ejemplos de series parciales que pueden constituir una serie compuesta (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

CAPÍTULO # 3

3 ESTRATIGRAFÍA Y TIEMPO GEOLÓGICO

La Geología es una ciencia con carácter histórico, y la mayor parte de su contenido trata de fenómenos y procesos que ocurrieron en el pasado.

Para resaltar la importancia de la variable tiempo en Geología, dentro de las ciencias históricas, Merriam (1921) señaló que la Geología es la más amplia de las ciencias históricas, puesto que cubre el máximo dominio del tiempo.

Sin embargo, existen fuertes diferencias con el resto de las ciencias históricas en el sentido de la variable tiempo. En Historia, el tiempo actual es un elemento de su constitución futura; mientras que, en Geología, el tiempo es la base de las investigaciones sobre el pasado.

3.1 ESPACIO Y TIEMPO COMO VARIABLES GEOLÓGICAS

Las **variables fundamentales** de la **Geología Estratigráfica** son: el tiempo, el espacio y los fenómenos geológicos.

El **tiempo geológico** comienza con las primeras formaciones estratigráficas, cuyo estudio corresponde a la Geocronología. El tiempo en que se realizan los procesos geológicos tiene una amplitud extraordinaria; por ejemplo, el tiempo de los procesos registrados en los estratos, oscila entre 10^{-2} y 10^6 años, una amplitud que sobrepasa la extensión de cualquier otra ciencia histórica.

El **espacio** es esencialmente geográfico y nos indica la posición donde se ha desarrollado un proceso geológico. Presentándose tres **limitaciones**:

- a. En **extensión**, limitado por la **superficie terrestre**.
- b. En **espesor**, limitado a una delgada parte de la **litosfera (corteza)** terrestre.
- c. El **tiempo pre-geológico**.

La extensión de la variable tiempo a lo largo de la dimensión espacio es el objetivo fundamental de la correlación.

El **suceso** es el elemento unidad de la geohistoria estratigráfica, identificado por quedar registrado en las rocas estratificadas, mediante características especiales que actúan como **indicadores**. Ejemplo: sedimentación de las arenas en el seno de la corriente de un fluido (suceso) da como resultado arenas con estratificación cruzada (indicador).

El suceso es representante de un fenómeno geológico que puede ser descrito mediante los cambios realizados desde el momento inicial al final. La causa real de un suceso es el cambio de energía dentro de un sistema geológico.

El suceso es un punto que representa una observación geológica elemental en un espacio tridimensional con ejes de tiempo, espacio y fenómenos geológicos (Figura 3.1).

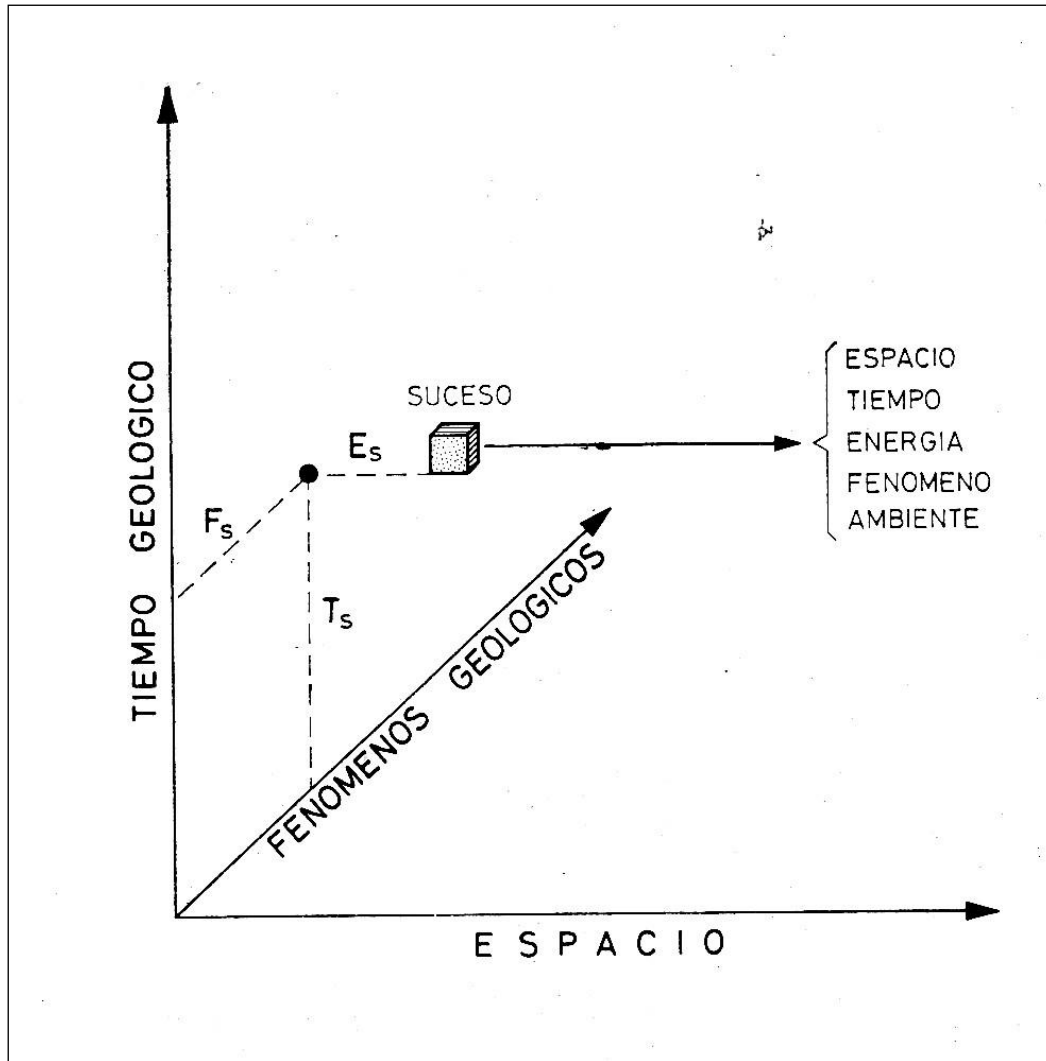


Figura 3.1. Componentes fundamentales en el elemento unidad – suceso – de la Geología Histórica (Tomada del Libro Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

El **ambiente geológico** se puede definir como el conjunto de procesos simultáneos a un suceso determinado.

La **Geología Histórica** sería el resultado de integrar los sucesos para las tres dimensiones teniendo la representación geométrica de un cubo con aristas de tiempo, espacio y fenómenos geológicos (Figura 3.2).

Si al suceso se lo integra para un determinado fenómeno (Ejemplo: actividad volcánica) para todo el espacio geológico (la corteza terrestre) y para el tiempo actual, se definiría la dinámica del fenómeno (la vulcanología). Si se integra sobre la dimensión tiempo, se definiría no una superficie sino un elemento de volumen de la Geología Histórica (la Paleovulcanología).

La **Geología Regional** es el estudio de los sucesos para un intervalo de espacio (Ejemplo: una carta topográfica, una región natural) integrado para las variables de tiempo y fenómenos registrados.

La **Paleogeografía** representa las observaciones de sucesos en un intervalo de tiempo (Ejemplo: límite Eoceno – Oligoceno), para todo el campo de las variables espacio y fenómenos geológicos.

La **Monografía Geológica** representa una sección de la Geología Histórica. Por ejemplo: las glaciaciones en Europa durante el Pleistoceno.

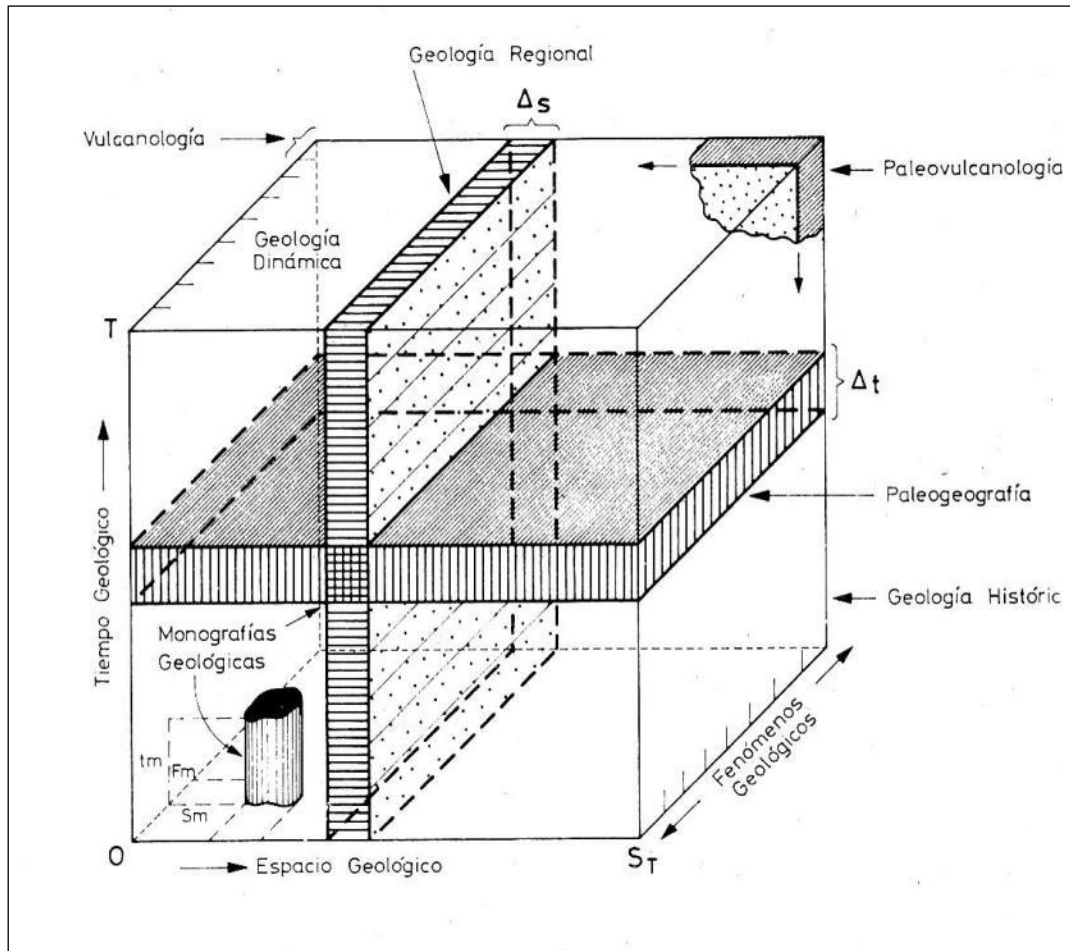


Figura 3.2. Concepto dimensional de la Geología Histórica, Paleogeografía, Geografía Regional y Monografía Geológica (Tomada del Libro Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

En la historia geológica nos encontramos con procesos o fenómenos que no vuelven a repetirse de la misma forma en otros períodos de tiempo, de tal manera que es posible identificar un tiempo mediante un suceso geológico. El fenómeno de la evolución biológica es uno de los más claros ejemplos de esta conducta. En general, este íntimo enlace entre proceso y tiempo es la base de los métodos estratigráficos de correlación. Las relaciones entre un suceso y su situación en el tiempo y espacio nos definen los conceptos de correlación, velocidad de proceso, secuencia, tendencia, ciclicidad, etc.

3.2 EDADES RELATIVAS Y EDADES ABSOLUTAS

Uno de los más importantes objetivos de la Estratigrafía y de la Geología Histórica es la determinación de la edad o antigüedad de los sucesos geológicos y de las rocas que los registran.

Edad relativa es la determinación de la antigüedad, de acuerdo al orden en que se suceden las rocas o procesos geológicos.

Edad absoluta es la determinación de la antigüedad, no solamente de acuerdo al orden, sino, según la magnitud del tiempo, en dimensión física, transcurrido desde que se formó una roca o se realizó un proceso determinado.

Geocronología es la parte de la Estratigrafía que trata de las determinaciones de la edad de los procesos geológicos registrados y se puede dividir, según el tiempo que se determina, en **Geocronología Relativa** y en **Geocronología Absoluta**.

3.2.1 Edades relativas

En la determinación de las edades relativas tienen aplicación directa el Principio de Superposición de Capas y el Principio de Sucesión Faunística.

El análisis de las discontinuidades y el registro paleontológico son los métodos más importantes de la geocronología relativa (Figura 3.3).

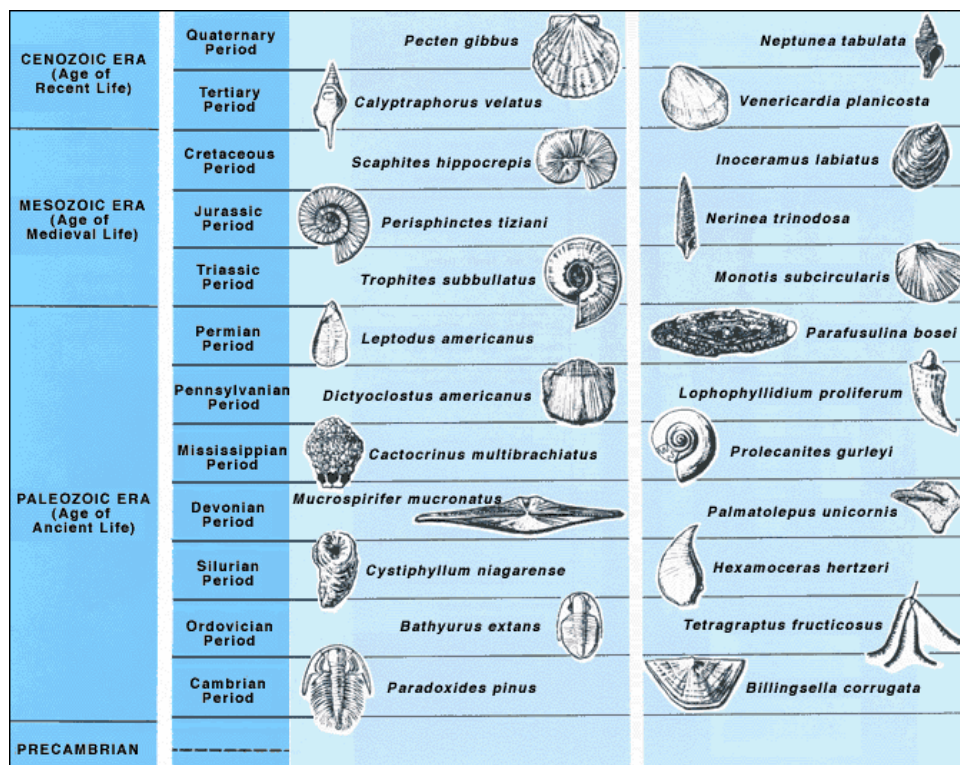


Figura 3.3. Registro paleontológico general de fósiles guías durante el Fanerozoico usados para establecer geocronología relativa (Figura tomada de INTERNET).

Para el establecimiento de las divisiones de tiempo se han tomado momentos, en que la flora o la fauna, sufren una brusca variación, con la desaparición de muchas especies e incluso de grupos completos. La correlación mediante el método paleontológico implica la utilización de unidades bioestratigráficas. Indirectamente el método paleontológico permite la datación relativa de etapas de diastrofismo, episodios magmáticos, etc. (Figura 3.4).

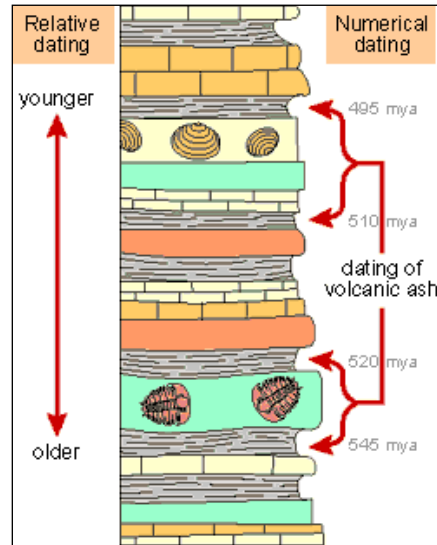


Figura 3.4. Datación relativa de etapas de volcanismo (a la izquierda) comprobada con la datación absoluta de las capas de cenizas volcánicas (a la derecha) (Figura tomada de INTERNET).

El método paleontológico es considerado por algunos autores, Nevell (1956), Schindewolf (1944), como una de las bases más seguras de la cronología geológica. Otros como Brouwer (1957) dudan del grado de la geocronología paleontológica. A pesar de sus limitaciones, la más importante es la pequeña duración de la historia biológica frente a la más amplia duración del tiempo geológico, el método paleontológico es una de las técnicas de trabajo más importantes en Estratigrafía (Figura 3.5).

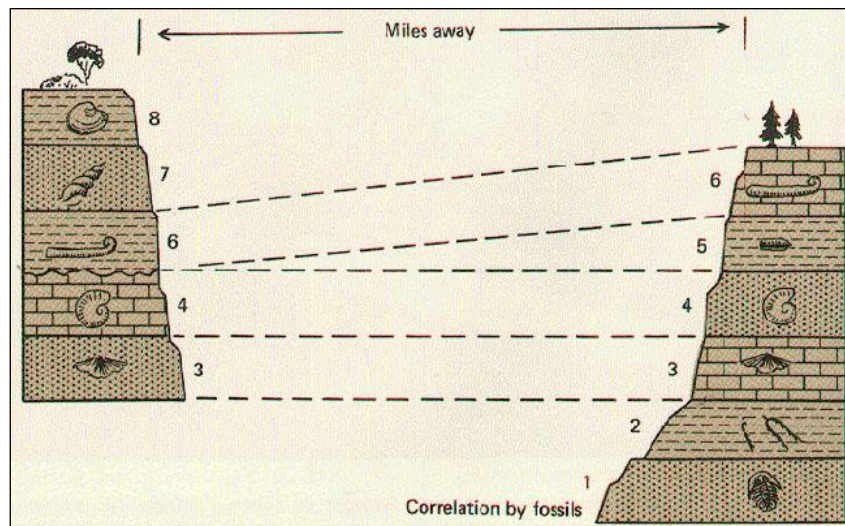


Figura 3.5. Método paleontológico utilizado para la correlación de dos series estratigráficas locales (Figura tomada de INTERNET).

3.2.2 Edades absolutas

El fundamento de la geocronología absoluta es el encontrar un fenómeno que sea función matemática del tiempo. Así el tiempo se mide mediante sucesos regulares que pueden ser contados o determinados por su intensidad.

Se habla de métodos lineales, como los basados en intensidad de sedimentación, aumento de salinidad, etc. Otras relaciones están ligadas al tiempo por funciones matemáticas complicadas, como la radioactividad o la vida media de un organismo o una especie.

Se suelen dividir los métodos de geocronología absoluta, según la dimensión del tiempo a medir, separando los aplicados al Cuaternario-Terciario, del resto.

Los principales métodos utilizados son los que se explican a continuación.

3.2.2.1 Métodos no radioactivos

a) Dendrocronología

Se basa en el crecimiento anual de los vegetales (troncos de árboles) que forman un anillo anual, siendo la parte de primavera, etapa de crecimiento, más gruesa y clara que en el final del verano, con células de paredes gruesas, más oscura y delgada. Los anillos no son todos iguales (interior y exterior), y las variaciones son fundamentalmente climáticas. Las curvas de tiempo-espesor de anillos permiten comparar zonas muy extensas (Figura 3.6). Es muy utilizado en el Cuaternario, en la identificación de ciclos y etapas climáticas.

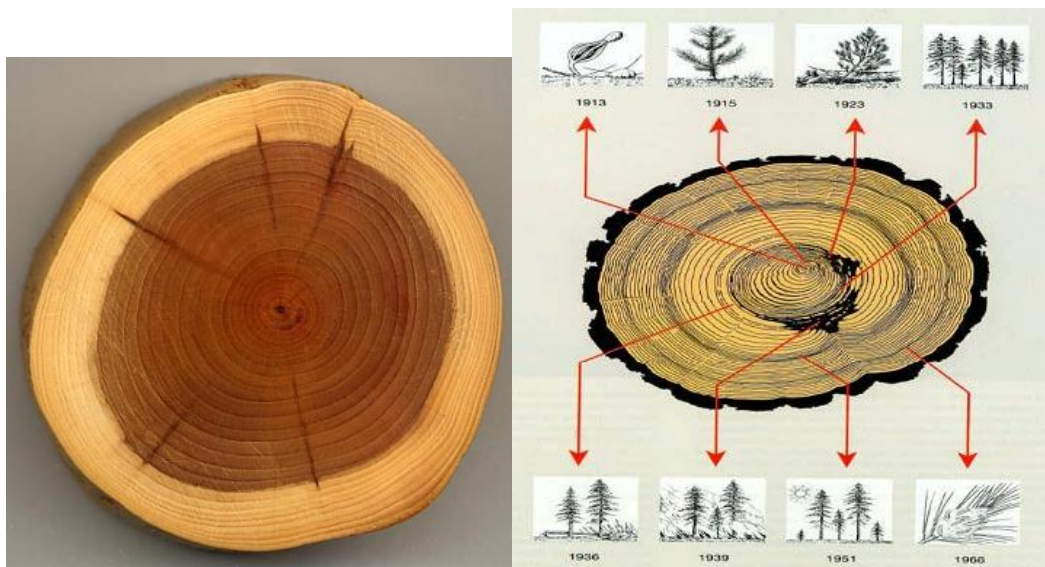


Figura 3.6. Dendrocronología: A la izquierda – tronco que muestra los anillos de crecimiento anual. A la derecha – aplicación de la técnica en el conteo de los años de vida de un árbol (ilustraciones tomadas de INTERNET).

b) Varves (Varvas) glaciares

Desarrollado por De Geer (1878), se basa en las finas láminas claras y oscuras, con distinto tamaño de grano de los depósitos de fusión de glaciares, en lagos generados en el frente del glaciar. Específicamente, cada varve se compone por una lámina clara - gris en la parte inferior y una lámina oscura - negra en la superior (Figura 3.7) que representan el período de un año. La

escala tiene un nivel de tiempo cero en un varve (laminación de sedimento de fusión glacial) anormalmente gruesa.

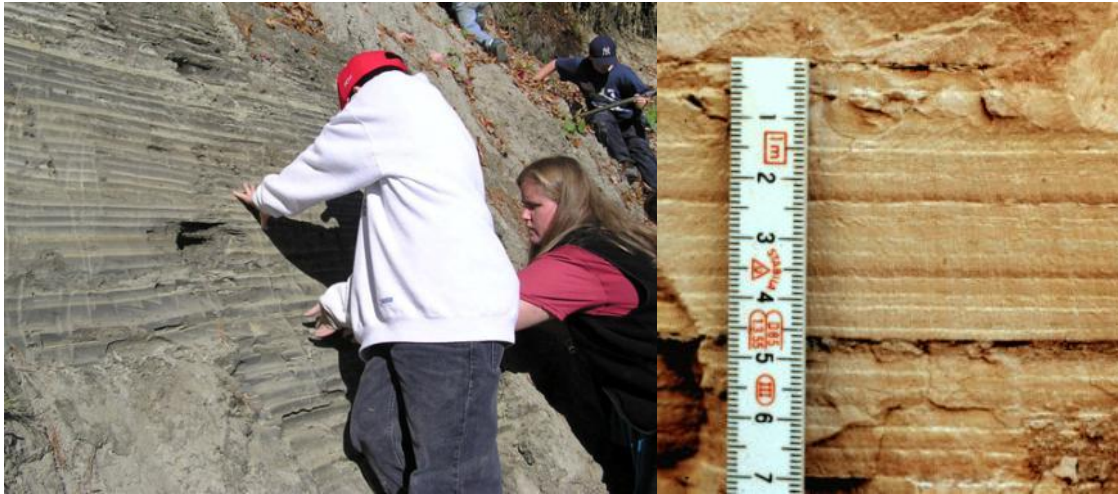


Figura 3.7. Varves glaciares: A la izquierda – geólogos reconociendo una secuencia de varves. Ala derecha – detalle de una sección de una secuencia de varves que muestra el espesor de los mismos (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

Entre los muchos acontecimientos periódicos que podemos encontrar en el registro geológico, los varves son uno de los más importantes y esclarecedores para estudiar los cambios climáticos del pasado. Los varves se encuentran entre los acontecimientos a pequeña escala reconocidos por la Estratigrafía.

c) Espesor de sedimentos

Consiste en medir el tiempo a partir del espesor de las series estratigráficas y de la velocidad de sedimentación o espesor anual. Los primeros datos en 1860, dieron para la edad de la tierra 96 millones de años. Lapparent, calcula de 600 a 800 millones de años la edad necesaria para depositar todos los sedimentos. Holmes, en 1944, indica que la velocidad de acumulación de sedimentos ha aumentado logarítmicamente en el tiempo.

d) Bandas y anillos de crecimiento en animales

Organismos que viven en agua, como los corales, muestran una prominencia de carácter anual y unas finas estrías paralelas a la abertura de carácter diario. Se puede determinar el número de días al año y, por tanto, la velocidad de rotación terrestre. En el Devónico el año habría tenido 400 días de 22 horas. En el Carbonífero, 390 días; a principios del Paleozoico, el día habría sido de 21 horas, y de solo 11 horas hace 1.500 millones de años. La tierra disminuye lentamente su velocidad de rotación debido a la fricción de mareas, y posiblemente a un aumento en el radio terrestre, a un ritmo de 2 segundos cada 100.000 años. Las conchas de los moluscos y las escamas de peces pueden usarse en la misma forma (Figura 3.8).

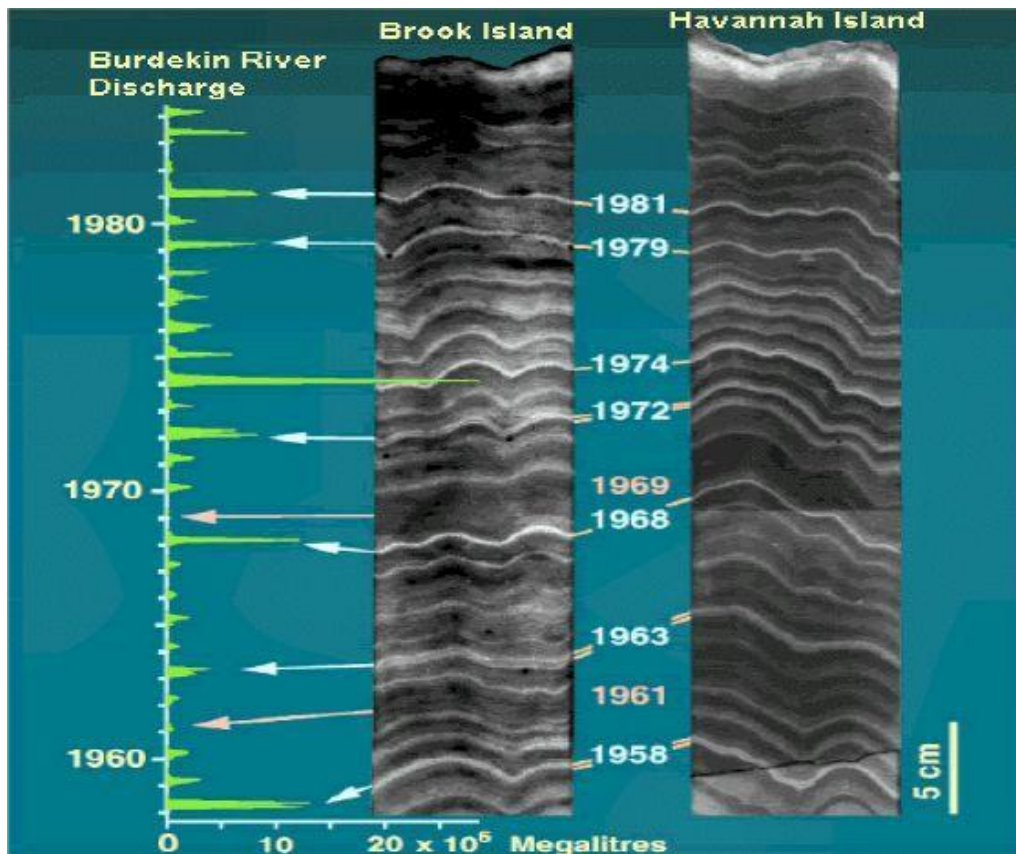


Figura 3.8. Bandas de crecimiento de corales que sirven para datación de eventos geológicos en un período de tiempo breve reciente (Figura tomada de INTERNET).

e) Aumento de la salinidad de los océanos

Fue sugerido por Halley en 1715 para calcular la edad de la Tierra, midiendo la salinidad del océano en dos momentos separados, por unas decenas de años. La primera aplicación fue de Joly en 1899, calculando la aportación anual de sal al océano y dedujo para la Tierra una edad de 90 millones de años. No tuvo en cuenta el reciclado de la sal y que el océano ha tenido pocos cambios en la salinidad.

f) Métodos astronómicos

Utilizados para calcular la edad de la Tierra, se basan en la fricción de mareas, rotación de galaxias, transgresiones y regresiones y obtiene datos del mismo orden que los radiométricos.

g) Métodos físicos

El más conocido es el de Kelvin, basado en el enfriamiento terrestre, supone un acortamiento en el radio terrestre con la contracción al perder calor.

h) Evolución biológica

Se basa en la idea de Lyell de que la velocidad de la evolución biológica se mantuvo constante a lo largo del tiempo. Calcula en 240 millones de años la duración del Paleozoico y en 80 millones la del Terciario.

3.2.2.2 Métodos radioactivos

La **datación radiométrica** es el procedimiento técnico empleado para determinar la edad absoluta de rocas, minerales y restos orgánicos. En los tres casos se analizan las proporciones de un isótopo padre (isótopo radioactivo) y un isótopo hijo (isótopo radiógeno) de los que se conoce su semivida o vida media. Ejemplos de estos pares de isótopos pueden ser K/Ar, U/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd, etc. (Tabla 3.1).

Isótopo radioactivo	Período de semidesintegración en años (vida media)	Producto de desintegración radioactiva = isótopo radiógeno
⁸⁷ Rb	48,6 x 10 ⁹	⁸⁷ Sr
²³² Th	14,0 x10 ⁹	²⁰⁸ Pb
⁴⁰ K	1,3 x10 ⁹	⁴⁰ Ar
²³⁸ U	4,5 x10 ⁹	²⁰⁶ Pb
²³⁵ U	0,7 x10 ⁹	²⁰⁷ Pb
¹⁴ C	5730	¹⁴ N

Tabla 3.1. Métodos de datación radiométrica con el tiempo de vida media (Tomada de INTERNET).

Ecuación de datación

Se basa en que cualquier núcleo radioactivo que realice una desintegración tiene una intensidad de desaparición de núcleos originales proporcional al número de núcleos presentes en la reacción.

Considerando el decaimiento radioactivo (desintegración radioactiva) producido en los elementos inestables para convertirse en estables, se tiene una expresión matemática que relaciona los períodos de semidesintegración y el tiempo geológico tal que:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{D}{P} \right)$$

Dónde:

t = Edad de la muestra

D = Número de átomos que han decaído radioactivamente




































P = Número de isótopos en la muestra original

λ = periodo de semidesintegración del isótopo padre

ln = Logaritmo neperiano

Esta ecuación es válida siempre que el padre tenga un único modo de decaimiento o desintegración y el hijo sea estable. Para otros casos se pueden obtener otras ecuaciones más complejas que tienen en cuenta los múltiples decaimientos o desintegraciones que pueden tener lugar.

La aplicación geocronológica se basa en que la edad aparente puede ser igual a la verdadera y para esto se necesita conocer la constante de desintegración. La Datación por radiocarbono (basada en la desintegración del isótopo carbono-14) es comúnmente utilizada para datación de restos orgánicos relativamente recientes. El isótopo usado depende de la antigüedad de las rocas o restos que se quieran datar. Por ejemplo, para restos orgánicos de hasta 35.000 años se usa el carbono-14, pero para rocas de millones de años se usan otros isótopos de semivida más larga. En la Tabla 3.1, se anotaban varios de los métodos de datación radiométrica que se utilizan en estudios geológicos. En cambio, la Tabla 3.2, a continuación, muestra algunos métodos de datación absoluta, tanto radioactivos, como no radioactivos, indicando los materiales en los cuales se aplican.

	Wood/ Plants	Bones	Tooth Enamel	Shells	Clams	Spelto- thems	Sediments	Surfaces	Obsidian Glass	Volcanic Minerals	Burnt Flint	Pottery
Dendrochronology												
Radiocarbon												
K/Ar, ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar												
U-series												
Fission Tracks												
Luminescence												
ESR												
Amino Acid												
Hydration												
Cosmogenic Isotopes												




 well suited materials
  results may sometimes be unreliable
  results often unreliable

Tabla 3.2. Métodos de datación absoluta radioactivos y no radioactivos (Tomada de INTERNET).

3.3 LAS GRANDES DIVISIONES GEOLÓGICAS

Las grandes unidades geológicas se han establecido a partir de las mayores discontinuidades físicas y biológicas que se observan en las zonas en que se descubrieron, principalmente en Inglaterra y Europa occidental (Figura 3.9).

A grandes rasgos se puede decir que la Estratigrafía nació en Inglaterra a partir de los trabajos de Smith, Phyllips y Lyell que generalizaron la columna de estratos fosilíferos adoptada por Inglaterra. La importancia del método paleontológico ha sido tan grande que las principales divisiones de la historia geológica corresponden a los conceptos de contenido o no de organismos y de los tipos de organismos: Azoico, Arqueozoico, Fanerozoico, Proterozoico, Paleozoico, Mesozoico, Cenozoico.

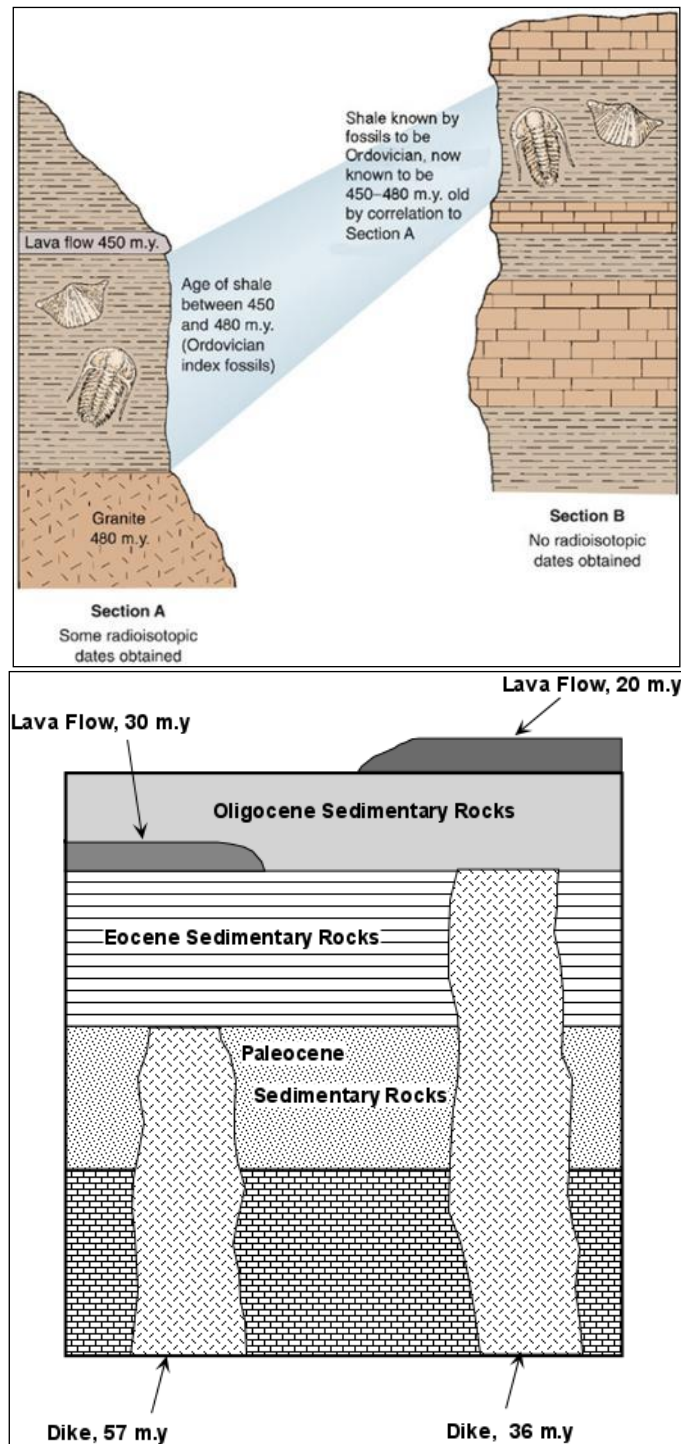


Figura 3.9. Ejemplos de establecimiento de una escala cronoestratigráfica con criterios magmáticos, volcánicos, paleontológicos y de correlación (Figura tomada de INTERNET).

En el Fanerozoico las grandes divisiones se basan en las encontradas inicialmente y en el contenido faunístico. La validez universal de estas divisiones es en algunos casos discutida.

Con los datos obtenidos por los métodos de estudio de la edad absoluta y relativa de la Tierra, se construyen **tablas de tiempo geológico**. No existe una completa unanimidad a la hora de establecer una sola tabla calibrada del tiempo geológico y unos intervalos de años completamente definidos. En líneas

generales, el tiempo geológico del planeta se divide y distribuye en bloques de años relacionados con acontecimientos importantes que los han caracterizado. Como la edad de la Tierra es de aproximadamente 4600 millones de años (**ma**), cuando se habla de tiempo geológico la unidad base es el millón de años y siempre se relaciona como "antes del presente".

Existen varias formas de definir los límites de cada lapso en el que se divide la historia geológica del planeta. Las más usadas son las unidades geocronológicas y las unidades cronoestratigráficas (Tabla 3.3).

Divisiones Cronoestratigráficas	Divisiones Geocronológicas
Eontema	Eón
Eratema	Era
Sistema	Período
Serie	Época
Piso	Edad
Cronozona	Zona

Tabla 3.3. Unidades cronoestratigráficas y geocronológicas correspondientes (Tomada de INTERNET).

Todos conocen y entienden lo que dura un día, un mes, o un año, pero cuando se habla de miles de años, millones, y de miles de millones de años, es posible que se desborde la capacidad de comprensión. Con el siguiente ejemplo, se va a comparar el tiempo transcurrido desde la formación de la Tierra hasta la actualidad, con la duración de un día:

- a. Hace 4.600 ma de años se estima que terminó la formación de la Tierra por acumulación de impactos de meteoritos. Son las 0:0 horas.
- b. Hace 4.000 ma de años aparecen las formas más elementales de vida. A las 2:40 horas.
- c. Hace 2.100 ma de años aparecen los primeros organismos pluricelulares conocidos. Son las 12:48 horas del mediodía.
- d. Hace 600 ma de años aparecieron los primeros invertebrados seguidos de una explosión de formas de vida. Son las 20:48 horas.
- e. Hace 500 ma de años aparecieron los primeros vertebrados, en forma de peces. Son ya las 21:20 horas.
- f. Hace 230 ma de años aparecen los dinosaurios y los mamíferos más primitivos. Y estamos ya a las 22:45 horas.
- g. Hace 65 ma de años se extinguen los dinosaurios y comienza la expansión de los mamíferos. Son las 23:40 horas.
- h. Hace 5 ma de años aparecen los primeros homínidos. Todavía son simios pero ya tienen alguna característica humana. Y esto sucede un minuto y medio antes de la medianoche.
- i. Hace 200.000 años que apareció el Homo sapiens, escasamente 3 segundos antes de concluir el día.

También se puede hacer la comparación con la duración de un año, tal como se lo muestra en la Figura 3.10.

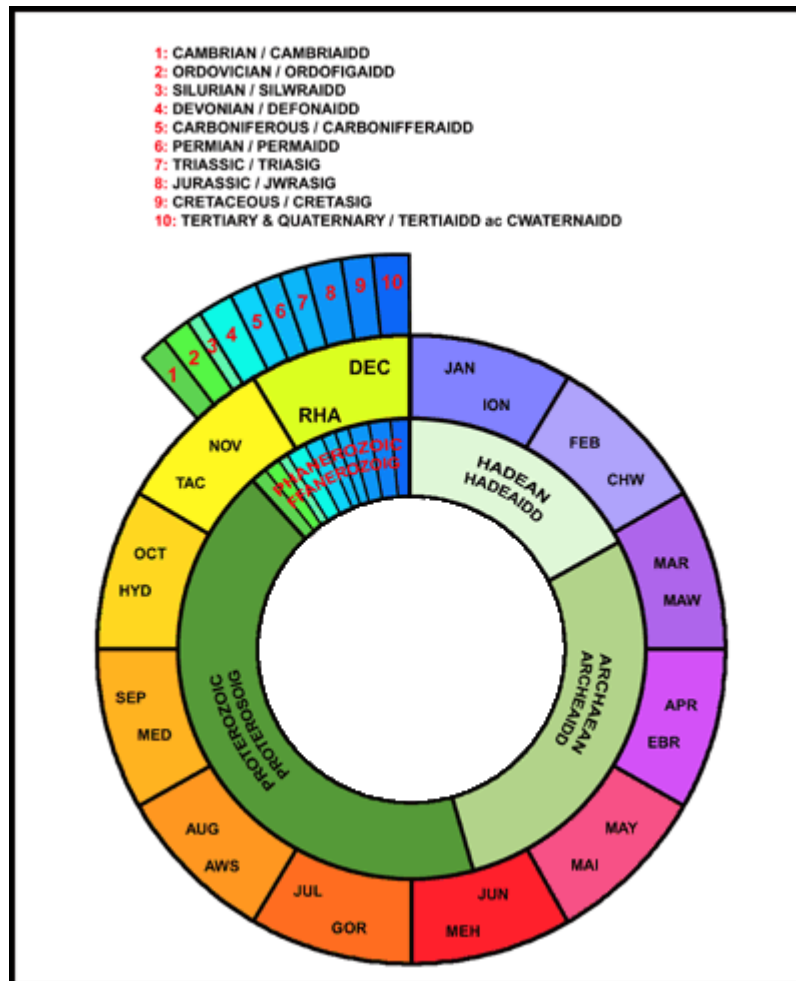


Figura 3.10. Comparación de la duración del tiempo geológico con la duración de un año (Figura tomada de INTERNET).

Como ya se anotó, la **Tabla o Escala del Tiempo Geológico**, dada su enormidad, se divide en unidades más manejables que fragmentan la historia de la Tierra en eones, eras, períodos y otras subdivisiones menores. Esta escala se ha establecido mediante convenio internacional entre los geólogos y paleontólogos, basada en las evidencias de las rocas. La tabla 3.4, a continuación, es una propuesta de una Tabla de Tiempo Geológico, en la que se muestra en forma detallada los nombres de las divisiones del tiempo con una escala cuantitativa y con un resumen de los procesos geológicos y biológicos acontecidos en el tiempo.

TABLA DEL TIEMPO GEOLÓGICO

EÓN	ERA		SISTEMA	SERIE	EDAD	CRONES	PROCESOS GEOLÓGICOS	PROCESOS BIOLÓGICOS		
FANEROZOICO	CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		ACTUAL-0.01		Fin del último período glacial			
			PLEISTOCENO		0.01-1.8	0.035	Comienzan los períodos de glaciaciones cuaternarias	<i>Homo sapiens</i>		
		NEÓGENO	PLIOCENO		1,8-5,3		2		Género <i>Homo</i>	
							5		Primeros Hominoideos (<i>Australopithecus</i>)	
			MIOCENO		5,3-23,8		10-13	Formación total de los casquetes polares		
							20	Formación del orógeno alpino	Primeros Homínidos (<i>Proconsul</i>)	
		PALEÓGENO	OLIGOCENO		23,8-33,7		30		Primates con visión estereoscópica y manos prensiles	
							35-40	Comienza la glaciación neógena. India choca con Eurasia (Himalayas)		
			EOCENO		33,7-54,8		50		Ballenas y Elefantes	
							54		Caballos	
			PALEOCENO		54,8-65		60		Primeros primates. Radiación de los mamíferos	
		MESOZOICO	CRETÁCICO	SUPERIOR		65-99		65		Extinción Fini-Cretácica
								75-100	Mayor trasgresión marina registrada. Se genera el 60% de todo el petróleo.	
				INFERIOR		99-144		100	Sudamérica se separa de África	
							130		Primeras Angiospermas registradas	
	JURÁSICO			MALM		144-159		150	Antártica y Australia se separan de África	Primeros peces teleósteos. Primeas aves. Primeros animales con placenta
				DOGGER		159-180				
			LÍAS		180-206		200	Comienza la dispersión de Pangea: apertura del Atlántico. Formación del Orógeno Cimérico (Alpes)		
	TRÍASICO		SUPERIOR		206-227		205		Primero Pterosaurios	
							208		Extinción Triásico-Jurásica	
			MEDIO		227-242		225		Primeros ammonites. Primeros dinosaurios. Primeros animales de sangre caliente. Extinción Fini-Triásica.	
							230	Dstrucción del orógeno hercínico (NRS)	Cadera de los reptiles adaptada para la carrera veloz	
	INFERIOR			242-248			Comienza el ciclo alpino			
	PALEOZOICO		SUPERIOR	PÉRMICO		248-290		248		Extinción Pérmica
								250-260	Clima cálido, gran aridez, enormes depósitos de sales a nivel mundial, gran oscilación térmica. Fin de la Glaciación Permo-carbonífera (Gondwana) Formación de Pangea	
								260	OROGENIA HERCÍNICA	
				CARBONÍFERO		290-354		300	Depósito de grandes volúmenes de carbón	Gimnospermas (polen y semillas). Los reptiles colonizan los continentes. Primeros reptiles mamíferoides
							325		Primera membrana amniótica (independencia del agua)	
		DEVÓNICO					340		Primeros reptiles	
							350	Comienza la Glaciación Permo-Carbonífera (Gondwana)		
							360		Primeros anfibios. Primeros árboles.	
							367		Extinción Devónica	
							370	Dstrucción del orógeno		

							caledoniano (ORS)	
					380-400		OROGENIA CALEDONIANA	Peces de agua dulce. Primeros vertebrados terrestres (proto-anfibios)
		INFERIOR	SILÚRICO		417-443	417	Atmósfera 100% O ₂	Primeras plantas terrestres vasculares (con tejidos conductores para transportar nutrientes a las partes aéreas) = Pteridofitas primitivas. Primeros insectos terrestres
						438	Glaciación Ordovícico-Silúrica	Extinción Ordovícico-Silúrica
			ORDOVÍCICO		443-490	430-450		
							CÁMBRICO	
			530		Fauna de Burgess Shale			
			543		Primeros crustáceos y corales Primeros animales con concha			
PROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO				543-900	570	Fin de la Glaciación Eocámbrica.	Período más frío de la Tierra
						575	Fin de la OROGENIA PANAFRICANA Y CADOMIENSE	
						600	Comienza la Fragmentación y dispersión de Rodinia	
						650	Formación de Rodinia	
						675	Comienza la OROGENIA PANAFRICANA Y CADOMIENSE	
						680	Comienza la Glaciación Eocámbrica	
						650-700		
						700-800	Glaciación Infracámbrica I	
			Fauna de Ediacara					
			Primera extinción masiva					
			HONGOS, ANIMALES. Desarrollo explosivo de la biosfera.					
			PLANTAS					
			Primeros organismos planctónicos registrados					
	MESOPROTEROZOICO				900-1600	1000	Glaciación Infracámbrica II	
						1000-1200	OROGENIA GRENVILLE	
						1300-1400	Mayor acontecimiento magmático anorogénico.	Reproducción sexual.
						1500	Desarrollo de grandes plataformas continentales.	
					1650-1850		OROGENIA HUDSONIANA - Escudo Canadiense. OROGENIA KARELIDA - Escudo Báltico.	
	PALEOPROTEROZOICO				1600-2500	1800	Cráter de impacto más antiguo que se conserva: primeras superficies continentales preservadas de la erosión. Fin del depósito de hierro bandeado. Atmósfera 15% O ₂ , la atmósfera se vuelve oxidante y aparece una tenue capa de ozono (O ₃).	En los mares proliferan los acritarcos (eucariotas unicelulares).
						2000	Comienza a acumularse O ₂ en la atmósfera. Primeros bordes destructivos actualistas. OROGENIA TRANSAMAZÓNICA - Continente de Gondwana.	
						2100		EUCARIOTAS (PROTOCTISTAS): Grypania, primer eucariota fotosintético. Fósiles de Gunflint (Australia); Cianofíceas capaces de metabolizar

						O ₂ .
ARCAICO	SUPERIOR		2500-3000	2300	Primera glaciación confirmada (Gondwana)	
				2500	Fin de una gran actividad tectono-magmática. Litosfera rígida generalizada. OROGENIA KENÓSICA	
				2600	Clima continental árido. Primeras capas rojas: ¿primera atmósfera oxidante?	
				2700	Rifts continentales. Se inicia la formación de plataformas continentales y grandes cratones.	
				2800	Tectónica de placas. Crecimiento de la corteza continental. Primeras ofiolitas. Comienza el depósito de hierro bandedado y otros sumideros de oxígeno (O ₂). Atmósfera < 1% O ₂ .	Fósiles de Fortescue (Australia occidental): estromatolitos abundantes (tipo cianobacterias) fotoautótrofos, emisión de O ₂ a la atmósfera.
	MEDIO		3000-3400	3200-3300	Litosfera continental "actualista" (150-200 km de espesor)	
	INFERIOR		3400-3800	3450		Fósiles de Warrawona (NE de Australia): Estromatolitos, se produce la colonización biológica de la zona fótica.
				3485		Microfósiles de Marble Bar (Australia): Cianobacterias y bacterias anaerobias.
				3600		Microfósiles de Bitter Springs Chert (Australia): son los más antiguos que se conocen, pertenecen seguramente a Cianobacterias. Primeros microfósiles anaerobios. PROCARIOTAS ORIGEN DE LA VIDA
				3760-3800	Primera evidencia de hidrosfera. Tectónica de microplacas. Roca sedimentaria más antigua conocida.	
	HÁDICO			3900	Fin del Gran Bombardeo Meteorítico	
				4100-4200	¿Minerales más antiguos? (circones detríticos). Atmósfera anóxica	
				4500	Formación de la Tierra	

Tabla 3.4. Tabla del Tiempo Geológico que muestra en forma detallada los nombres de las divisiones del tiempo con una escala cuantitativa y con un resumen de los procesos geológicos y biológicos acontecidos en el tiempo.

En la Tabla 3.5., a continuación, constan los nombres de algunas de las grandes divisiones de la Tabla del Tiempo Geológico, en tres idiomas, junto con los nombres de varios de los científicos que constan como sus autores.

ENGLISH	FRANÇAIS	ESPAÑOL	AUTORES
1970 Neogene	Néogène:	Neógeno:	1829 Desnoyers;
Quaternary	Quaternaire	Cuaternario	1833 Reboul (redefined)
Pleistocene	Pléistocène	Pleistoceno	1833 Charles Lyell
Pliocene	Pliocène	Plioceno	1833 Charles Lyell
Miocene	Miocène	Mioceno	1833 Charles Lyell
-----	-----	-----	
1970 Paleogene	Paléogène	Paleógeno:	1854 H. Von Beyrich
Oligocene	Oligocène	Oligoceno	

Eocene	Eocène	Eoceno	1833 Charles Lyell
Paleocene	Paléocène	Paleoceno	1874 W.P.Schimper
-----	-----	-----	
Cretaceous	Crétacé	Cretácico	1822 Omalius d'Holloy
Jurassic	Jurassique	Jurásico	1795 Alexander von Humboldt.
Triassic	Trias	Triásico	1834 F. Von Alberti
-----	-----	-----	
Permian	Permien	Pérmico	1841 Murchison
Carboniferous (Pennsylvanian Mississippian)	Carbonifère	Carbonífero	1822 British consensus 1953 US division
Devonian	Dévonien	Devónico	1840 Murchison & Sedgewick
Silurian	Silurien	Silúrico	1835 Sedgewick & Murchison 1839 Global recognition Murchison
Ordovician	Ordovicien	Ordovícico	1902 Charles Lapworth
Cambrian	Cambrien	Cámbrico	1835 Sedgewick & Murchison
-----	-----	-----	
Precambrian	Précambrien	Precámbrico	

Tabla 3.5. Nombres de algunas de las grandes divisiones del Tiempo Geológico con sus respectivos autores (Tomada de INTERNET).

CAPÍTULO # 4

4 NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA

Nomenclatura estratigráfica es la denominación común de hechos y un encuadramiento de los mismos, siguiendo normas más o menos objetivas.

Unidades estratigráficas son las unidades que sirven para comparar y ordenar los hechos dentro de Estratigrafía.

4.1 NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA

La finalidad principal de la nomenclatura estratigráfica es la comparación y ordenamiento de los diferentes estudios locales estratigráficos, es decir, está íntimamente relacionada con las correlaciones estratigráficas.

Un poco de historia al respecto:

- ✓ En 1933, en los Estados Unidos de América se publicó la **Clasificación y Nomenclatura de unidades litológicas**.
- ✓ En 1961, la Comisión Americana de Nomenclatura Estratigráfica publicó un **Código de Nomenclatura Estratigráfica**.
- ✓ En 1952, se creó la **Subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica** (ISSC) dependiente de la Comisión de Estratigrafía de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas que de forma sistemática ha publicado circulares sobre la nomenclatura. Todas estas publicaciones son las bases sobre las que se fundamenta y discute la actual nomenclatura.

La **Unión Internacional de Ciencias Geológicas (International Union of Geological Sciences o IUGS)** es una organización no gubernamental internacional dedicada a la cooperación en el campo de la geología. La IUGS se fundó en 1961 y es un miembro del **Consejo Internacional para la Ciencia**, órgano de coordinación para la organización internacional de la ciencia. Actualmente, los geólogos de 117 países están representados a través de las organizaciones nacionales (y regionales). La IUGS promueve y alienta el estudio de problemas geológicos, en especial aquellos de importancia global, y apoya y facilita la cooperación internacional e interdisciplinaria en las ciencias de la tierra. La **Secretaría de la Unión** se encuentra actualmente en el Servicio Geológico de Noruega (UNG) en Trondheim, Noruega.

La IUGS está integrada por las siguientes comisiones:

- ✓ **Comisión para la gestión y uso de la información geocientífica** (Commission on the Management & Application of Geoscience Information, CGI).
- ✓ **Comisión para la educación, aprendizaje y transferencia tecnológica** (Commission on Education, Training and Tech Transfer, COGE).
- ✓ **Geociencias en Gestión medioambiental** (Geoscience in Environmental Management, GEM).

- ✓ **Comisión Internacional de Estratigrafía** (International Commission on Stratigraphy, ICS)
- ✓ **Comisión Internacional de Historia de las Ciencias Geológicas** (International Commission on the History of Geological Sciences, INHIGEO).

4.2 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Una **unidad estratigráfica** es un estrato o conjuntos de estratos adyacentes susceptibles de reconocerse en su conjunto como una unidad (o entidad característica) en la clasificación de la sucesión estratigráfica de la tierra, respecto a algunas de las numerosas características, propiedades o atributos que las rocas poseen.

Existen cuatro tipos de unidades estratigráficas: Unidades Litoestratigráficas – Unidades Bioestratigráficas – Unidades Cronoestratigráficas – Unidades Geocronológicas (Figura 4.1).

<i>CATEGORIE STRATIGRAFICHE</i>	<i>TERMINOLOGIA PER LE UNITA' STRATIGRAFICHE</i>	
LITOSTRATIGRAFIA	Gruppo Formazione Membro Letto	
BIOSTRATIGRAFIA	Biozone: zone di: - associazione - distribuzione - intervallo - acme	
CRONOSTRATIGRAFIA	Eonotema Eratema Sistema Serie Piano Cronozona	UNITA' GEOCROLOGICHE Eone Era Periodo Epoca Età Crono
ALTRE CATEGORIE STRATIGRAFICHE	- zona (con prefisso)	

Figura 4.1. Unidades estratigráficas (Figura tomada de INTERNET).

4.2.1 Unidades litoestratigráficas

Son un conjunto de estratos en los que predomina una determinada litología o una determinada combinación, que se diferencia de las adyacentes. Están formadas por cualquier tipo de sedimento o roca sedimentaria, y también por cualquier roca ígnea o metamórfica que cumpla el principio de superposición de estratos.

Son el resultado de una observación directa y no son objetos de una interpretación. Se puede tener en cuenta el contenido fósil, pero no como un criterio para la clasificación del estrato.

Los límites de una unidad litoestratigráfica deben tomarse en zonas donde halla un límite o cambio neto en la litología o del rasgo que define la unidad. Además, tiene la desventaja de que sus límites no coinciden con los límites cronoestratigráficos, es decir, la base o el tope de la unidad no tiene por qué tener necesariamente la misma edad.

Otro problema es la corta extensión lateral, son de escala local y regional, debido a los cambios laterales de los medios sedimentarios, que provoca que no sean útiles para la correlación a gran escala. Aunque son útiles para la correlación a pequeña escala, por su fácil identificación tanto en superficie como en subsuelo.

Las unidades litoestratigráficas se jerarquizan, de mayor a menor: Grupo – Formación – Miembro – Capa (Figura 4.2).

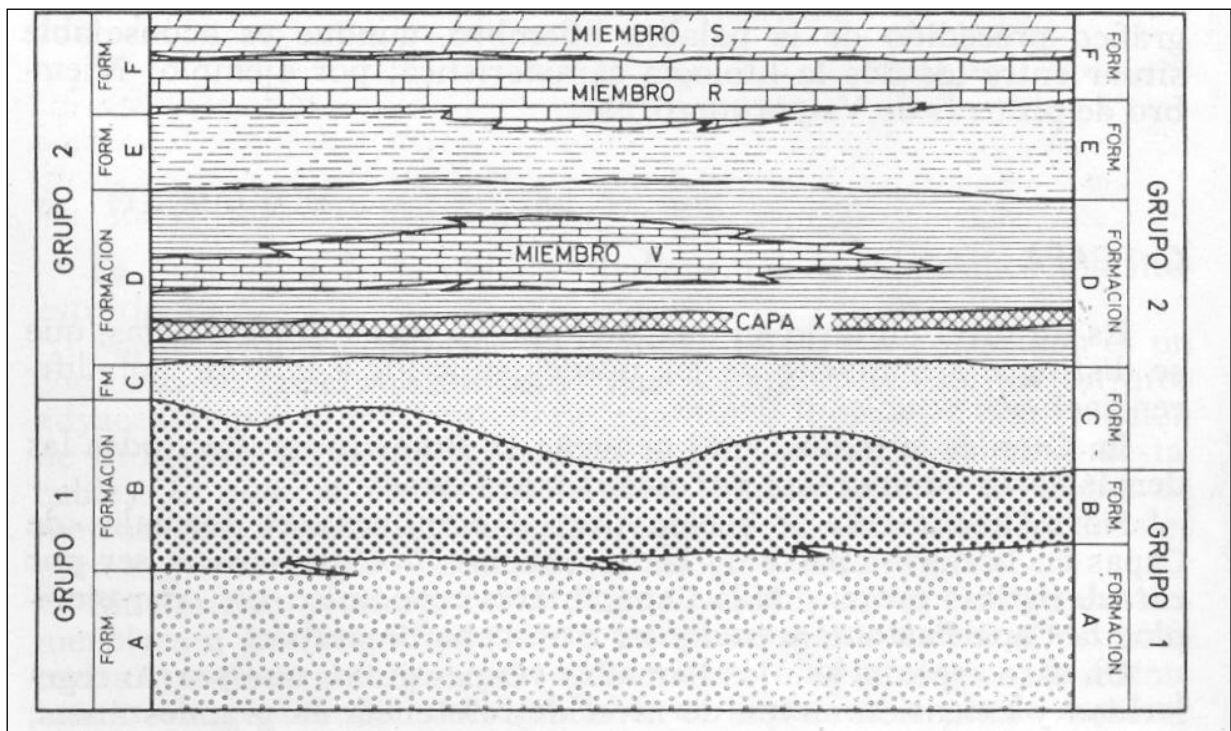


Figura 4.2. Unidades litoestratigráficas y sus relaciones (Tomada del Libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

En ocasiones no se tienen todos los datos necesarios para definirlos, entonces se puede denominar de manera informal, llamándola unidad, sin introducirla dentro de un rango.

4.2.1.1 Formación

Es la unidad litoestratigráfica fundamental. Es la que se suele encontrar en mapas, y es básica para la reconstrucción de la historia. Es una unidad que agrupa un conjunto de estratos con una determinada litología o conjunto de litologías, que permite diferenciarla de los adyacentes. Para su descripción no hay que tener en cuenta la potencia, pero se considera que debería tener una escala cartografiable (escala del mapa 1:25000 y 1:50000).

Se anotan, a continuación, algunas definiciones:

Formación es un conjunto de rocas estratificadas que se diferencian de los estratos adyacentes por el predominio de una cierta litología o combinación de litologías, o por poseer rasgos litológicos unificadores o destacables. El espesor puede variar desde menos de 1 metro hasta cientos de metros, dependiendo del tamaño requerido de las unidades locales para expresar el desarrollo litológico de la región (**Hedberg**, Informe de la ISSC, 1970).

Formación es el conjunto de rocas estratificadas que se caracterizan por su homogeneidad litológica, de forma más o menos tabular, cartografiable en superficie o que puede seguirse en el subsuelo (Código de Nomenclatura Estratigráfica, 1961).

Formación es un cuerpo rocoso de suficiente tamaño y con límites distintivos suficientes para representarse en un mapa.

El cuerpo rocoso puede ser de distinta naturaleza: un cuerpo de arenisca, una sucesión de estratos alternantes de caliza y lutita, una masa intrusiva, etc. Se dice que es mapeable cuando tiene representación como mínimo en una escala de 1:25.000, que se conoce como escala media.

Su descripción debe hacerse en una localidad donde este bien representado y en un lugar accesible, a esta localidad se le señala como **Estratotipo**, **Localidad Tipo** o **Sección Tipo**.

Las formaciones se las nombra de acuerdo a la **Localidad Tipo**, que como ya se anotó, es el sitio donde es típico el afloramiento de la formación y donde el autor de la misma la definió como tal. Ej. : **Formación Guayaquil**, **Formación Loyola** (Figura 4.3).



Figura 4.3. Afloramiento de lutitas de la Formación Loyola en el camino Azogues – Cojitambo (Foto tomada en salida de práctica de campo de la materia Geología Física – Marzo de 2006).

4.2.1.2 Grupo

Son unidades de rango superior, que agrupan dos o más formaciones sucesivas con rasgos litológicos comunes. Muchos grupos corresponden a materiales donde era difícil la separación de las formaciones. Cuando sea necesaria una jerarquización más completa, se pueden utilizar los términos de Subgrupo - Grupo - Supergrupo. Ejemplo: **Grupo Ancón** (compuesto por las **Formaciones: CPB, Socorro, Seca y Punta Ancón**).

4.2.1.3 Miembro

Es la unidad litoestratigráfica de orden inmediatamente inferior a la formación. Se le reconoce por poseer un especial carácter litológico que le distingue del resto de la formación. Su extensión lateral y su espesor tienen que estar comprendidos dentro de la unidad de orden superior, dentro de la formación. No siempre una formación tiene que estar dividida en miembros. Ejemplo: **Formación Cayo** (constituida por el **Miembro Calentura** y el **Miembro Cayo S.S.**) (Figura 4.4).



Figura 4.4. Miembro Cayo S.S. de la Formación Cayo: Arriba – afloramiento de estratos de areniscas gruesas y brechas en la vía Perimetral. Abajo – afloramiento de estratos de areniscas finas y lutitas en los cerros de Durán (Fotos tomadas en salidas de práctica de campo de la materia Geología Física en los años 2005 y 2006).

4.2.1.4 Capa

Son estratos, cuyo espesor puede variar de un centímetro hasta pocos metros, con características litológicas muy peculiares y fácilmente diferenciables (ejemplo: capas de carbón, capas de óxidos de hierro). La delimitación de capas no implica la división completa de la formación (o miembro) en capas diferenciables, sino que se refiere exclusivamente a niveles muy concretos dentro de las unidades de rango mayor.

Un caso especial con gran valor son las **capas guías**, ya que son capas sincrónicas, formadas al mismo tiempo en toda su extensión, aunque su espesor sea distinto. Por su regularidad y extensión son importantes en la correlación estratigráfica a gran escala. Por ejemplo: capa de arcilla que marca el límite Cretácico – Terciario a nivel mundial.

4.2.1.5 Complejo

Se utiliza para definir un conjunto de materiales de litologías diversas en las cuales es muy difícil definir otro tipo de unidades debido a una gran complejidad tectónica que enmascara la ordenación. Conjunto de materiales de litologías variadas, que no pueden separarse netamente entre sí. Ejemplo: Complejo olistostrómico de Santa Elena.

4.2.2 Unidades Bioestratigráficas

Son aquellas basadas en el contenido y distribución paleontológica del material sedimentario.

Tienen la limitación de que están subordinadas a la presencia de fósiles, que están presentes casi exclusivamente en el Fanerozoico y solo en algunos medios, más frecuentes en los marinos que en los continentales. Además, se debe tener la seguridad de que el fósil es contemporáneo con el material, sino no servirá, como por ejemplo, los heredados de niveles más antiguos o los infiltrados de niveles más modernos.

Las ventajas que ofrecen estas unidades están ligadas a los parámetros tiempo (valor cronoestratigráfico para la datación) y espacio, pues al basarse en la evolución, no son repetitivas y cubren un espacio que puede llegar a ser la totalidad de la superficie terrestre (organismos cosmopolitas, ejemplo organismos planctónicos).

El contenido fósil es independiente de la litología, ya que el organismo al morir se deposita sobre distintos fondos. La separación de unidades bioestratigráficas se puede basar en tipos de fósiles, en algún taxón o en algún rasgo paleontológico, y así se obtendrán distintas unidades. Los límites de estas unidades no tienen porque ser isócronos y normalmente son irregulares, pero son las unidades de mayor isocronía que se estudian.

La jerarquización no es estratigráfica, sino paleontológica (sistema taxonómico) así que cualquier unidad basada en una familia, engloba a la basada en un género de esa familia (igual pasa con la especie y el género).

Unidad bioestratigráfica es un estrato o conjunto de estratos, caracterizados por su contenido fosilífero o su carácter paleontológico, y que a su vez los diferencia del resto de los estratos adyacentes.

La unidad bioestratigráfica es la **biozona**. Esta puede englobar distintos litologías, y sus límites no tienen porque coincidir con los límites de las unidades litoestratigráficas. La potencia de las biozonas es muy variable, dependiendo principalmente del taxón (especie, género, familia, etc.), la tasa de sedimentación y el rango de tiempo que vivió el organismo (Figura 4.5).

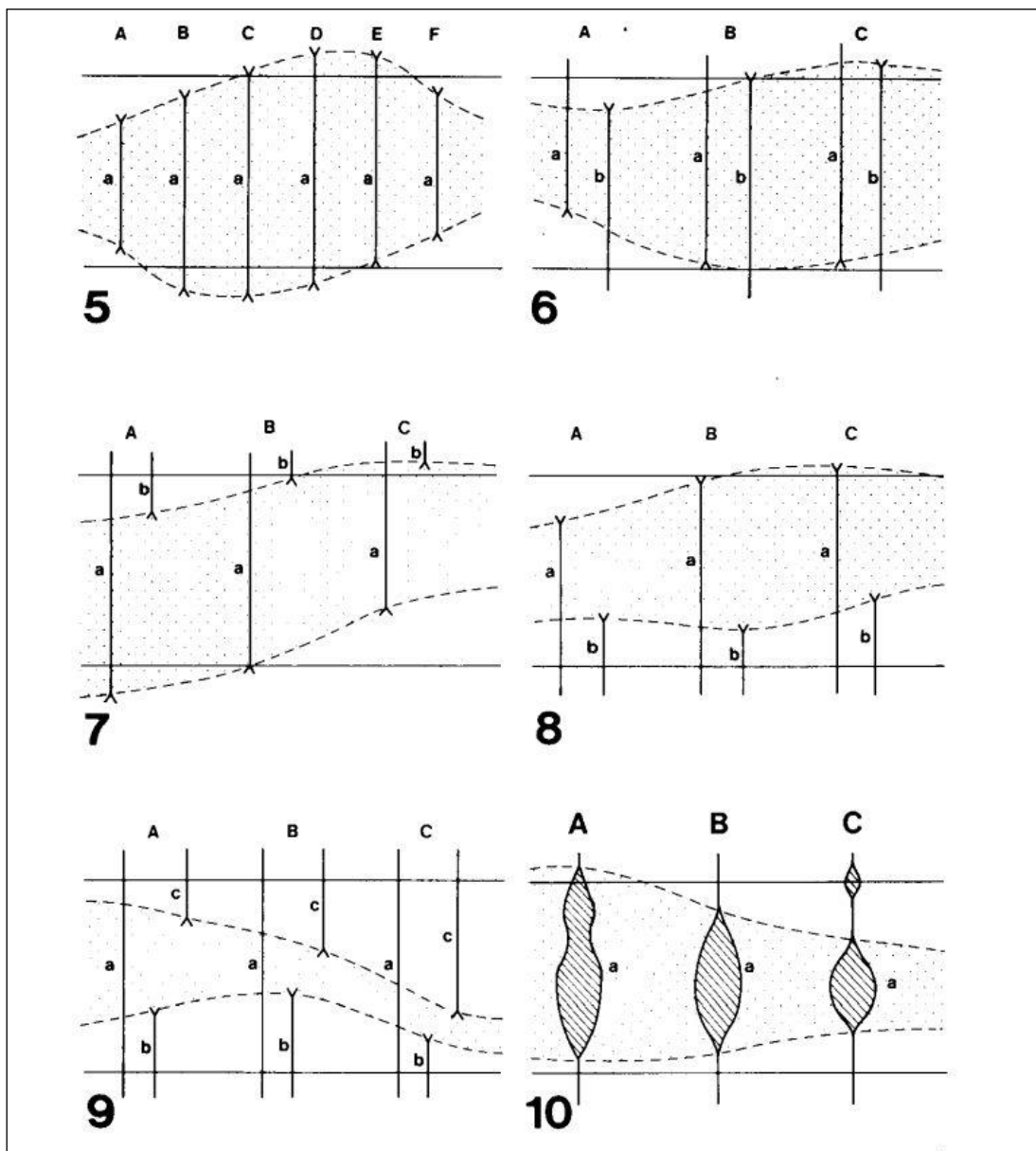


Figura 4.5. Tipos de Biozonas: Nº 5 – Acrozona. Nº 6 - Acrozona Concurrente. Nº 7 – 8 – 9 – Zonas de Opperl. Nº 10 – Zona Culminante (Figura tomada de INTERNET).

A continuación, se describen los principales tipos de biozonas:

4.2.2.1 Cenozona o Zona de Conjunto o Asociación (Assemblage Zone)

Es el estrato o conjunto de estratos caracterizados por la asociación de fósiles que contienen y que los distingue de los estratos adyacentes.

Estas biozonas se basan en la asociación natural de fósiles (fauna y/o flora) que vivieron o se enterraron juntos. Son de gran interés paleoecológico, porque representan la ecología del sistema y las características del medio. Se nombran por dos o más taxones característicos. Los límites están marcados por la unión de los puntos más externos en los que aparece la asociación definitoria (cuando alguno cambia la cenozona desaparece).

Es posible encontrar repeticiones de la misma cenozona en cortos intervalos de tiempo, si se repiten las condiciones ambientales, mientras que al aumentar el lapso de tiempo estudiado, es imposible que se repita la cenozona, pues lo impide el proceso evolutivo de los fósiles.

4.2.2.2 Acrozona o Zona de Extensión (Range Zone)

Es el conjunto de estratos caracterizados por la existencia total de un determinado taxón, tanto lateral (espacio) como vertical (tiempo).

Sirve mejor que la Cenozona para Cronoestratigrafía, ya que se limita a la existencia total de un solo taxón, aunque su precisión pueda variar según se use un género o una especie, como fósil determinante. La denominación de la acrozona se realiza por el nombre del taxón que sirve de base para la definición, ejemplo: “acrozona de (nombre del taxón)”.

4.2.2.3 Acrozona Concurrente (Concurrent Range Zone)

Es el estrato o conjunto de estratos caracterizados por la imbricación de dos o más taxones.

Las acrozonas concurrentes constituyen una base utilísima para las determinaciones cronoestratigráficas, ya que nos es necesario que el período de existencia de ningún taxón esté comprendido entre sus límites. Los límites de la acrozona concurrente marca el área o abarca el periodo de coexistencia de los dos taxones.

Esta biozona será mas precisa y tendrá más importancia cronoestratigráfica cuantos más taxones se tengan en cuenta. Se la denomina con el nombre de dos o más taxones que caracterizan la biozona, ejemplo: “acrozona de (nombre de los taxones)”.

Un tipo más restrictivo y con ello más concreto, es la llamada **Zona de Opper** (**Opper Zone**), cuyos límites están basados no solamente en la yuxtaposición de taxones, sino en los límites de existencia de un taxón o en la aparición o

desaparición de ciertos taxones. Este tipo de biozona es la más usada como base para los trabajos cronoestratigráficos.

4.2.2.4 Zona Culminante (Acme Zone o Peak Zone)

Estrato o conjunto de estratos caracterizados por la máxima abundancia (o apogeo) de un taxón determinado, pero que no abarca toda su existencia.

Los límites de esta biozona están marcados estadísticamente. La influencia de los factores ambientales, hace que la abundancia no sea igual en el tiempo para cualquier punto de la superficie terrestre (no tiene porque ser simultaneo en toda la cuenca), por lo que su valor como base de medida del tiempo es problemática.

Las cenozonas admiten un estratotipo donde esté representada la asociación típica de los fósiles. Pero, para el resto de biozonas, el patrón es el propio taxón o taxones determinantes, por lo que su estudio y desarrollo se basa fundamentalmente en la variación de las ejemplares del taxón o taxones a lo largo de su línea evolutiva (Figura 4.6).

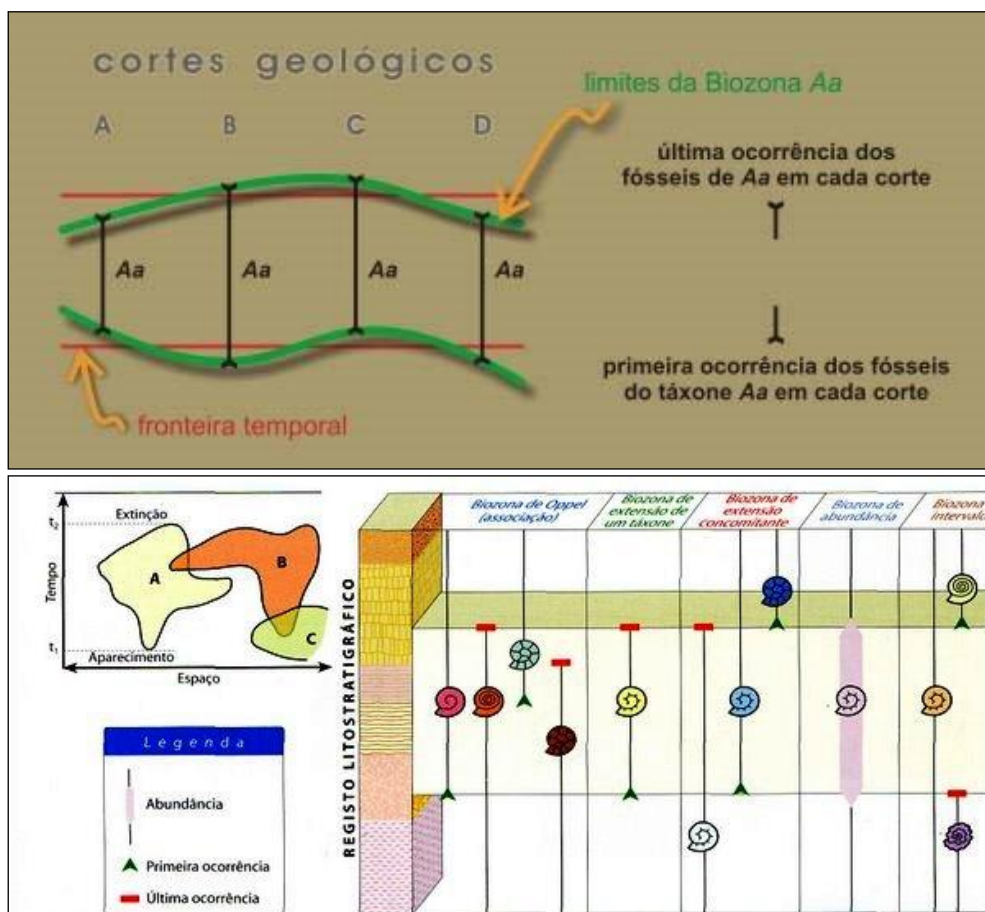


Figura 4.6. Tipos de Biozonas: Arriba – Establecimiento de una Acrozona. Abajo – Metodología de establecimiento de biozonas en espacio y tiempo (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

La principal diferenciación entre unidades bioestratigráficas y cronoestratigráficas está en el hecho de que las primeras son objetivas, mientras que las segundas son inferidas, aunque muchas se puedan deducir a

partir de las bioestratigráficas. En la Figura 4.7, se aprecia que la unidad bioestratigráfica A (Biozona A), está limitada por la unión de los puntos más externos en los que aparece el taxón A, mientras que la unidad cronoestratigráfica A (Cronozona A), tiene sus límites fijados por isócronas y comprende todos los estratos que se han depositado durante el lapso de tiempo que existió el taxón A, aunque no se encuentre representado dicho taxón.

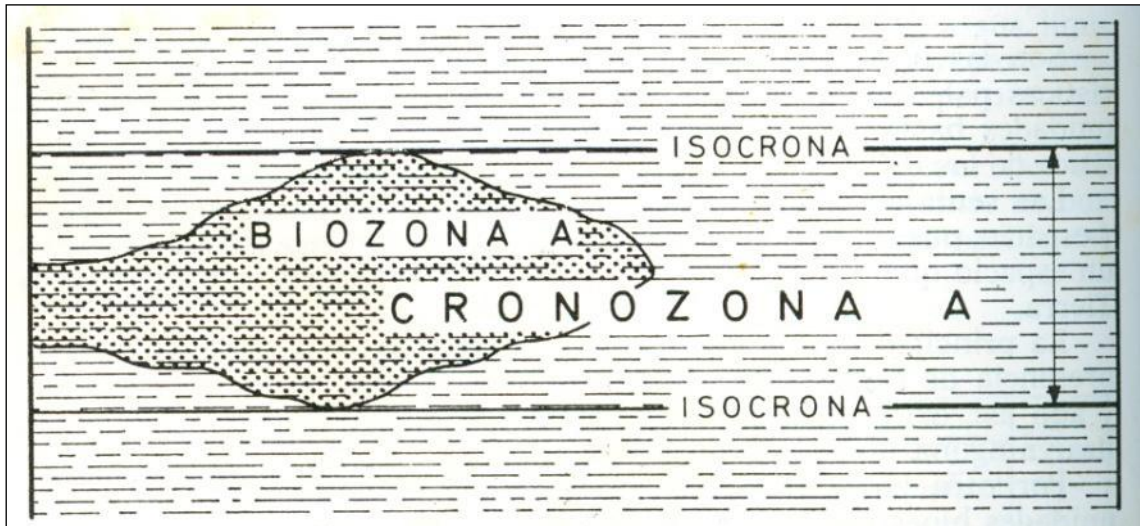


Figura 4.7. Relación entre una unidad bioestratigráfica y una unidad cronoestratigráfica (Tomada del Libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

4.2.3 Unidades Cronoestratigráficas y Unidades Geocronológicas

Estas unidades también son conocidas en conjunto, como **Unidades Temporales**.

Unidades Cronoestratigráficas son aquellas unidades constituidas por el volumen de estratos diferenciados por su edad, es decir, que se refieren a los estratos formados durante un tiempo determinado.

Unidades Geocronológicas son definidas como divisiones puramente temporales.

Como ya se anotó, las unidades cronoestratigráficas, están constituidas por todos los estratos (materiales) que se depositaron durante un intervalo de tiempo determinado. Son unidades no objetivas, consecuencia de la observación previa. Su finalidad principal es establecer una escala de unidades donde se pueda colocar todos los sucesos habidos durante la historia de la tierra.

Los límites de las unidades cronoestratigráficas deben ser isócronos (igual edad). Su magnitud no debe ser medida por el espesor, que puede variar según las condiciones de sedimentación, sino que debe ser medida por el tiempo que abarca. La extensión de estas unidades debe ser mundial y hay que definirles una localidad tipo o estratotipo.

A cada unidad cronoestratigráfica le corresponde una unidad geocronológica (Tabla 4.1).

Divisiones Cronoestratigráficas	Divisiones Geocronológicas
Eontema	Eón
Eratema	Era
Sistema	Período
Serie	Época
Piso	Edad
Cronozona	Zona

Tabla 4.1. Unidades Cronoestratigráficas y Unidades Geocronológicas correspondientes (Tomada de INTERNET).

4.2.3.1 Cronozona

Son los estratos depositados durante el lapso de tiempo de existencia de un taxón determinado, aunque no esté presente de forma física.

Aunque la Paleontología no sea el único criterio válido para establecer las cronozonas, la costumbre, y sobre todo, después del Congreso de París (1900), han hecho que las acrozonas sirvan de base para la determinación de las cronozonas. La denominación de esta unidad se realiza añadiendo a la palabra cronozona, el nombre del taxón que la caracteriza, por ejemplo: Cronozona de *Paraspirifer cultrijugatus*.

La unidad geocronológica correspondiente a Cronozona es el Crono.

4.2.3.2 Piso

Es la unidad cronoestratigráfica fundamental, consiste en un conjunto de rocas estratificadas que se han formado durante un intervalo de tiempo determinado (comúnmente de 3 a 10 millones de años).

Los límites deben ser isócronos, y es importante definirlos bien en el estratotipo, porque al tener un carácter universal, no se debe confundir con los pisos inferiores y superiores. El nombre deriva de la localidad geográfica donde se encuentra el estratotipo. Cuando tiene interés una precisión mayor, el Piso se puede dividir en Subpisos.

La unidad geocronológica correspondiente es la Edad y su denominación es la misma del Piso equivalente.

4.2.3.3 Serie

Es la unidad cronoestratigráfica inmediatamente superior al Piso, y está representada por el conjunto de estratos que se depositaron durante un

intervalo de tiempo determinado, mayor que el del Piso. Generalmente está constituida por dos o más pisos consecutivos.

Sus límites están fijados por el límite inferior del piso más antiguo y el superior del más moderno que comprenden; aunque, en el caso de que no exista división en Pisos, tienen sus límites propios. Las series tienen un estratotipo formado por la suma de los estratotipos de los pisos que contiene. Su nombre deriva del lugar geográfico o del nombre del sistema al que pertenece acompañado de los términos inferior, medio o superior.

La unidad geocronológica equivalente es la Época.

4.2.3.4 Sistema

Es la unidad cronoestratigráfica inmediatamente superior a Serie. Puede estar definida o por un conjunto de Pisos correlativos o por dos o más Series también correlativas.

Sus límites vienen fijados por los límites inferior y superior de los Pisos o Series que abarca. Todos los sistemas representan intervalos de tiempo lo suficientemente extensos para constituir unidades de correlación a escala mundial. Los nombres derivan de la litología fundamental (carbonífero, cretácico) o de una localidad geográfica (devónico, jurásico).

La unidad geocronológica equivalente es el Período.

4.2.3.5 Eratema

Es la unidad cronoestratigráfica reconocida de mayor amplitud. Está compuesta por el conjunto de varios sistemas consecutivos.

Sus denominaciones son las más antiguas de las unidades cronoestratigráficas y representan los cambios mayores en la historia de la vida terrestre. Ejemplo: Paleozoico, Mesozoico, Cenozoico.

La unidad geocronológica equivalente es la Era.

4.2.3.6 Eontema

Es la unidad cronoestratigráfica de rango mayor, aunque no se suele utilizar, pues debido a su gran magnitud no es útil como división de estratos. Al contrario, la unidad geocronológica correspondiente, que recibe el nombre de Eón, sí se utiliza. La historia geológica se divide en tres Eones: Fanerozoico, Proterozoico y Azoico.

Por último, en la Figura 4.8, se han representado las relaciones que existen entre las unidades litoestratigráficas, bioestratigráficas y cronoestratigráficas. En ella, las líneas continuas marcan los límites litológicos, mientras que las líneas gruesas a trazos delimitan las unidades cronoestratigráficas. Las tramas de cuadros representan diferentes tipos de biozonas.

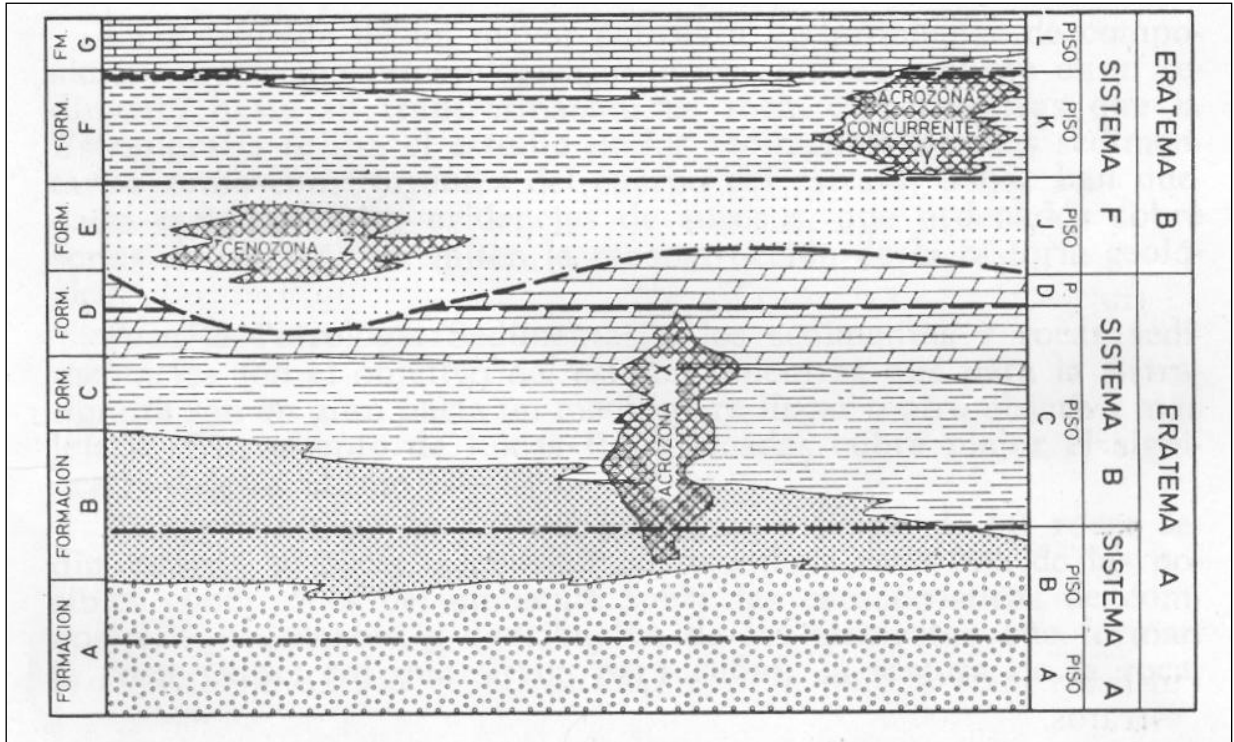


Figura 4.8. Relaciones entre las unidades litoestratigráficas, bioestratigráficas y cronoestratigráficas (Tomada del Libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977)

CAPÍTULO # 5

5 ROCAS SEDIMENTARIAS: TEXTURAS

Las rocas sedimentarias y sedimentos están ampliamente distribuidos en la superficie de la tierra. Aunque las rocas sedimentarias constituyen sólo el 0.1% del volumen total de la tierra, son el 11% de la corteza y conforman las 2/3 partes del total de las rocas expuestas en la superficie (75%). Muchos de los procesos que forman las rocas sedimentarias pueden ser observados y cada proceso puede imprimir a la roca una característica distintiva.

Cerca del 80 % de la superficie continental está cubierta por sedimentos y rocas sedimentarias, cuyo estudio se desarrolla por la Estratigrafía y la Petrología Sedimentaria.

Petrología Sedimentaria es el estudio de los sedimentos y las rocas sedimentarias, su composición, características y origen.

Se puede concluir que, para la Petrología Sedimentaria los sedimentos y rocas sedimentarias son el objetivo del estudio (composición, asociación mineralógica, procesos en los sedimentos hasta su transformación en roca, etc.); mientras que, para la Estratigrafía, los sedimentos y rocas sedimentarias son un medio para llegar a otro objetivo más lejano (reconstrucción de la Historia geológica).

5.1 ROCAS SEDIMENTARIAS Y ROCAS ESTRATIFICADAS

Etimológicamente, la palabra **sedimento** proviene del latín *sedimentum* = **asentamiento**.

Sedimento es todo material que se asienta o deposita a partir de aire o agua (Zumberge, 1.976).

Sedimento es el material en suspensión o recientemente decantado de una suspensión, tiene un significado dinámico de material en movimiento que no ha logrado su estabilidad física completa.

Sedimentos son toda clase de depósitos de material sólido, originados por un elemento móvil: agua, aire, hielo, etc., sobre la superficie terrestre.

Sedimentos detríticos o **clásticos** son los que se han mantenido durante toda su evolución como partículas sólidas y representan el residuo de una compleja historia de procesos, pudiendo haber sufrido algunos cambios químicos o mineralógicos. Se dividen y toman nombres de acuerdo al tamaño del grano o granulometría. Las rocas sedimentarias derivadas de ellos son las **rocas detríticas** o **clásticas** (Tabla 5.1).

Rocas sedimentarias detríticas			
Textura clástica Tamaño del clasto		Nombre del sedimento	Nombre de la roca
Grueso (más de 2 mm)		Grava (clastos redondeados)	Conglomerado
		Grava (clastos angulosos)	Brecha
Medio (de 1/16 a 2 mm)		Arena (Si el feldespato es abundante la roca se denomina arcosa)	Arenisca
Fino (de 1/16 a 1/256 mm)		Limo	Limolita
Muy fino (menos de 1/256 mm)		Arcilla	Lutita

Tabla 5.1. Tabla de Clasificación de sedimentos y rocas detríticas o clásticas (Tabla tomada de INTERNET).

Sedimentos no detríticos o **no clásticos** son los que han sido transportados en solución acuosa, dispersión coloidal, etc., y han sido precipitados por procesos químicos (**sedimentos químicos**), por procesos orgánicos (**sedimentos orgánicos**) o por evaporación (**evaporitas**). Las rocas derivadas de ellos son las **rocas no detríticas** o **no clásticas**.

Roca sedimentaria es la roca que se forma a partir de la litificación o diagénesis (compactación + cementación) de los sedimentos.

La **litificación** o **diagénesis** es la transformación de los sedimentos en rocas sedimentarias, mediante procesos complejos, donde destacan el enterramiento, compactación y cambios físico-químicos (cementación) (Tabla 5.2).

Roca sedimentaria es una roca formada por partículas sedimentarias, depositadas en capas o estratos de donde deriva el nombre de **rocas estratificadas**.

Cuando una roca de diferente origen tiene forma similar a un estrato se la refiere como **estratiforme**.

ROCAS SEDIMENTARIAS			
	TEXTURA	COMPOSICIÓN	NOMBRE DE LA ROCA
CLÁSTICA	Gruesa	Fragmentos redondeados de cuarzo, cuarcita, chert, etc.	CONGLOMERADO
		Fragmentos angulares de cuarzo, cuarcita, chert, etc.	BRECHA
	Gruesa a fina	Fragmentos angulares, mal escogidos, ausencia de laminación de cualquier tipo de roca	TILITA
	Media	Cuarzo y fragmentos de rocas	ARENISCA
	Fina	Cuarzo y minerales de arcilla	LIMOLITA
	Muy fina	Cuarzo y minerales de arcilla	LUTITA
QUÍMICA U ORGÁNICA	Media a gruesa	Caliza (CaCO ₃)	CALIZA CRISTALINA
	Microcristalina, fractura concoidal		MICRITA
	Agregados de oolitos		CALIZA OOLÍTICA
	Fósiles y fragmentos de fósiles probablemente cementados		COQUINA
	Abundantes fósiles en matriz calcárea		CALIZA FOSILÍFERA
	Conchas de organismos microscópicos y arcilla - blanda		CRETA
	Caliza bandeada		TRAVERTINO
	Variedades texturales similares a las calizas	Dolomita (CaMg(CO ₃) ₂)	DOLOMITA
	Criptocristalina, densa, fractura concoidal	Calcedonia (SiO ₂)	CHERT
	Fina a grueso, cristalina	Yeso (CaSO ₄ • 2H ₂ O)	ROCA DE YESO
	Fina a grueso, cristalina	Halita (NaCl)	SAL GEMA
	Fibrosa	Material vegetal marón - blando, poroso	TURBA
	Densa	Restos de plantas altamente alterados - carbón	CARBÓN

© Código Geológico de Venezuela, PDVSA-Intevep, 1997 Modificado de: KENNETH & HOWARD (1999)

Tabla 5.2. Tabla de Clasificación de las Rocas Sedimentarias (Tomada de INTERNET).

Roca madre es la roca que cede los materiales que van a constituir los sedimentos mediante los procesos de meteorización.

Área madre es el área donde se encuentra la roca madre.

Depósitos residuales son los materiales que como consecuencia del proceso de meteorización quedan en el área madre, sin sufrir transporte o cuando el mismo es muy restringido.

5.2 ELEMENTOS TEXTURALES EN ROCAS SEDIMENTARIAS

Textura son las condiciones de interrelación entre los componentes de la roca o sedimento, incluyéndose aspectos como tamaño del grano, clasificación, forma y empaquetamiento de los constituyentes del sedimento o roca.

Elementos texturales son las variables que condicionan la textura.

La textura tiene un fuerte significado dinámico, puesto que sus elementos se modifican a lo largo de la evolución del sedimento.

Madurez textural es el grado de diferenciación que alcanza un sedimento frente al material original del que procede.

Madurez mineralógica es el grado de diferenciación entre la asociación de minerales que presenta el sedimento y la que presentaban las rocas que formaban su área madre. Se desarrolla paralelamente a la madurez textural. El área madre puede condicionar las características geométricas de las partículas.

El ambiente sedimentario representa un equilibrio entre los procesos mecánicos (agitación, procesos biológicos, actividad y contenido faunístico) y los procesos químicos (salinidad, acidez, etc.). Las características texturales sirven para la identificación del ambiente sedimentario. Ejemplos: Ambientes fluviales, de duna o de playa dan sedimentos texturalmente maduros. Ambientes de lagunas costeras (lagoons), marinos poco profundos o abanicos aluviales dan sedimentos texturalmente poco maduros. Para una interpretación precisa de la evolución sufrida por un sedimento son necesarias medidas cuantitativas, generalmente en términos estadísticos, que indican el valor medio y propiedades del conjunto. Entre las técnicas de medida e interpretación figuran el tamaño, forma, superficie y empaquetamiento de los granos (orientación).

5.2.1 Tamaño del grano o Granulometría

La **granulometría** es la medición de los granos de una roca o sedimento y el cálculo de la abundancia de los correspondientes a cada uno de los tamaños previstos por una escala granulométrica.

El método de determinación granulométrico más sencillo es hacer pasar las partículas por una serie de mallas de distintos anchos de entramado (a modo de coladores) que actúen como filtros de los granos que se llama comúnmente columna de tamices (Figura 5.1). Pero para una medición más exacta se utiliza un granulómetro láser, cuyo rayo difracta en las partículas para poder determinar su tamaño.



Figura 5.1. Granulometría: A la izquierda – tamices. A la derecha – tamizado (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

Se expresa en función de un diámetro, pero al no ser los granos esféricos, hay que referirlo al modo de medida:

- ✓ **Diámetro de malla y diámetros lineales** con referencia de medida lineal.
- ✓ **Diámetro de sedimentación** con referencia con referencia de medida de volumen (Ley de Stokes).

Las técnicas de medidas utilizadas son:

- ✓ **Análisis granulométricos** para sedimentos sueltos (Figura 5.2).
- ✓ **Análisis microscópicos o fotografías** en el caso de sedimentos y rocas compactadas.

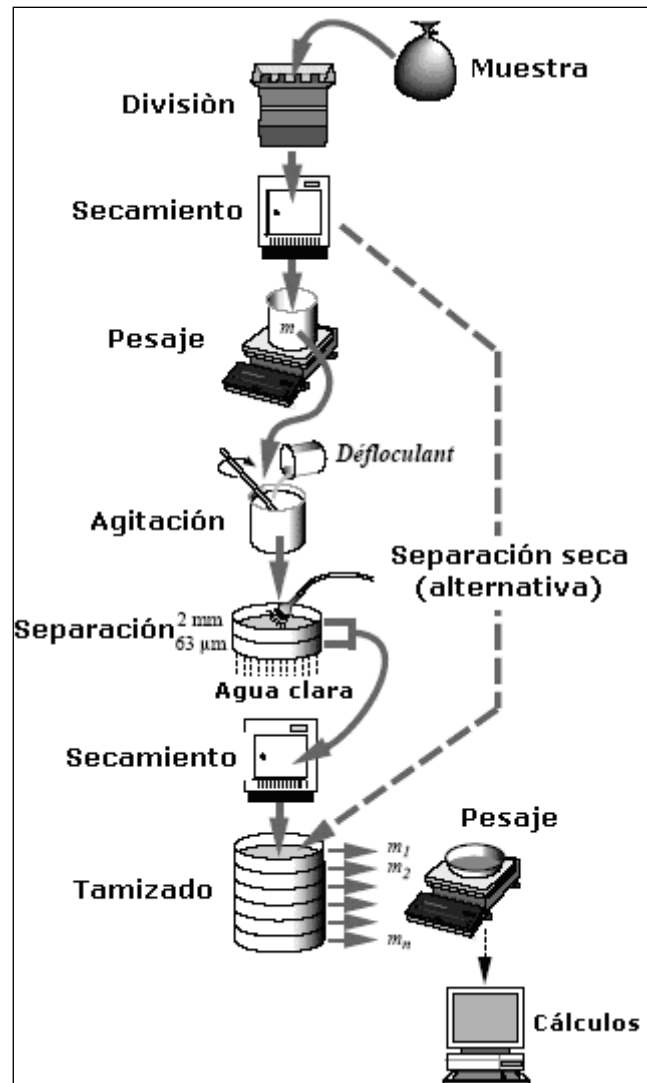


Figura 5.2. Etapas del Análisis Granulométrico (Tomada de INTERNET).

Las representaciones gráficas se toman según escalas logarítmicas o geométricas, nunca en escala aritmética (Figura 5.3):

- ✓ **Escala de Udden** (1898) con centro en 1 mm y se obtiene las clases multiplicando o dividiendo por 2.
- ✓ **Escala de Wentworth** (1922) es la escala modificada de Udden y tiene amplio uso cuando el tamaño se expresa en milímetros, centímetros o micras; cada grado o clase de tamaño, difiere del anterior por la razón $\frac{1}{2}$,

teniendo cada uno un nombre específico de las partículas comprendidos en el. Esta escala es geométrica.

- ✓ **Escala de Attenberg** es utilizada en Europa y se basa en logaritmos decimales con su centro en 2 mm. Ejemplo: 2000 – 200 – 20 – 2.0 – 0.2 – 0.02 – 0.002.
- ✓ **Escala ϕ** , definida originalmente por Krumbein (1934), es la escala más usada en la actualidad, consiste en el logaritmo negativo de base 2 del tamaño del grano en milímetros ($\phi = -\log_2 \text{diámetro}$). McManus (1964) le dio un carácter adimensional.

CLASIFICACION DE SEDIMENTOS				
Límites de Clases (milímetros)	Clases de tamaño		Término para roca	
256 16 4 2	G r a v a s	Peñascos	Conglomerado Brecha Rudita Rocas rudáceas	
		Mataténas		
		Guijarros		
		Gránulos		
1 0.05 0.25 0.125 0.0625	A r e n a s	Arenas muy gruesas	Arenisca Arenita Rocas arenáceas	
		Arenas gruesas		
		Arenas medianas		
		Arenas finas		
		Arenas muy finas		
0.0312 0.0156 0.0078 0.0039	L i m o s	Limo grueso	L i m o l i t a	Argilita Rocas argiláceas Lodolita Rocas Lodosas Lutita
		Limo medio		
		Limo fino		
		Limo muy fino		
		Arcilla	Lutita	

Phi Units*	Size	Wentworth Size Class	Sediment/Rock Name
-8	256 mm	Boulders	Sediment: GRAVEL Rock RUDITES: (conglomerates, breccias)
-6	64 mm	Cobbles	
		Pebbles	
-2	4 mm	Granules	
-1 0 1 2 3 4	2 mm 1 mm 1/2 mm 1/4 mm 1/8 mm	Very Coarse Sand	Sediment: SAND Rocks: SANDSTONES (arenites, wackes)
		Coarse Sand	
		Medium Sand	
		Fine Sand	
		Very Fine Sand	
8	1/16 mm 1/256 mm	Silt	Sediment: MUD
		Clay	Rocks: LUTITES (mudrocks)

* Udden-Wentworth Scale

Figura 5.3. Escalas Granulométricas (Tomadas de INTERNET).

La **representación gráfica** de los tamaños se realiza mediante histogramas, curvas de frecuencia y diagramas de dispersión. Dentro de estas representaciones las más usadas son las curvas de frecuencia acumulativa. Cuando la distribución es normal se ajusta a la curva de Gauss y la curva de frecuencia acumulativa toma una típica forma de S en escala aritmética y una recta en escala de probabilidad (logarítmica) (Figura 5.4).

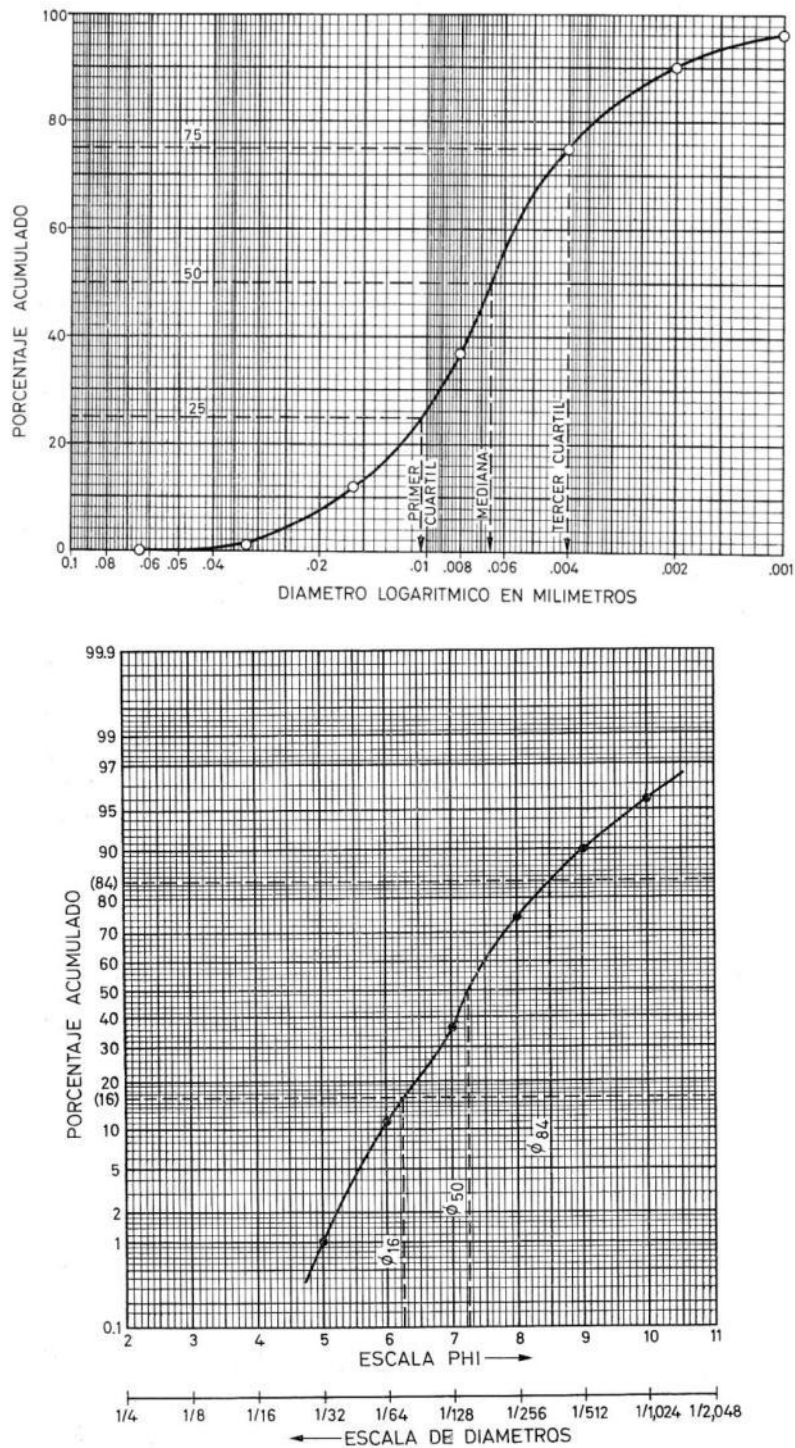


Figura 5.4. Representaciones gráficas de la granulometría de un loess: Arriba – curva acumulativa en papel semilogarítmico, mostrando método de lectura de cuartiles. Abajo – curva acumulativa en papel de probabilidades con escala ϕ (Tomadas del Libro de Estratigrafía y Sedimentación de Krumbein y Sloss, 1969).

Los **análisis estadísticos** de los datos de distribución por tamaño son:

✓ **Medición por cuartiles**

Se trabaja con la curva acumulativa obteniendo los cuartiles gráficamente:

Q_1 = diámetro leído en el 25 %.

Q_2 = diámetro leído en el 50 %.

Q_3 = diámetro leído en el 75 %.

Al cuartil Q_2 se le denomina **diámetro medio** y representa el diámetro promedio de los granos. El grado de clasificación es una medida de la extensión de la distribución. Estadísticamente se define como el grado al cual se apartan los granos a ambos lados del promedio. A mayor apartamiento menor clasificación.

El **coeficiente de clasificación** es la raíz cuadrada del cociente del cuartil mayor (Q_1) entre el cuartil menor (Q_3): $S_0 = (Q_1 / Q_3)^{1/2}$. Este será más cercano a 1 mientras más próximos estén Q_1 y Q_3 .

El diámetro medio y el coeficiente de clasificación dan cierta orientación sobre las condiciones de formación de los sedimentos clásticos. El diámetro medio da una idea de la fuerza de la corriente que transportó los sedimentos; mientras que, el coeficiente de clasificación da una idea de las condiciones presentes en el fluido transportador (intervalo de velocidad, grados de turbulencia) y en cierto modo distancia de transporte. Ejemplo: Según Trask (1932) los sedimentos marinos bien clasificados tienen valores de $S_0 < 2.5$, moderadamente clasificados $S_0 = 2.5 - 4.0$ y mal clasificados $S_0 > 4.0$.

Otras medidas son la **oblicuidad** y la **kurtosis**. La primera es medida de la asimetría de la distribución y la segunda una medida de la convexidad de la distribución.

$S_0 = 1.0$ muy bien clasificado

$1.0 < S_0 \leq 2.5$ bien clasificado

$2.5 < S_0 \leq 3.0$ normalmente clasificado

$3.0 < S_0 \leq 4.0$ débilmente clasificado

$S_0 > 4.0$ muy mal clasificado

Interpretación: no siempre se puede interpretar una sola muestra a partir de sus datos de tamaño; pero, cuando se tienen a mano una serie de muestras, los datos resumidos eliminan a menudo algunas interpretaciones y las gráficas de variaciones de tamaños de partículas y grado de clasificación ofrecen una guía para inferir que agente formó el depósito (Figura 5.5).

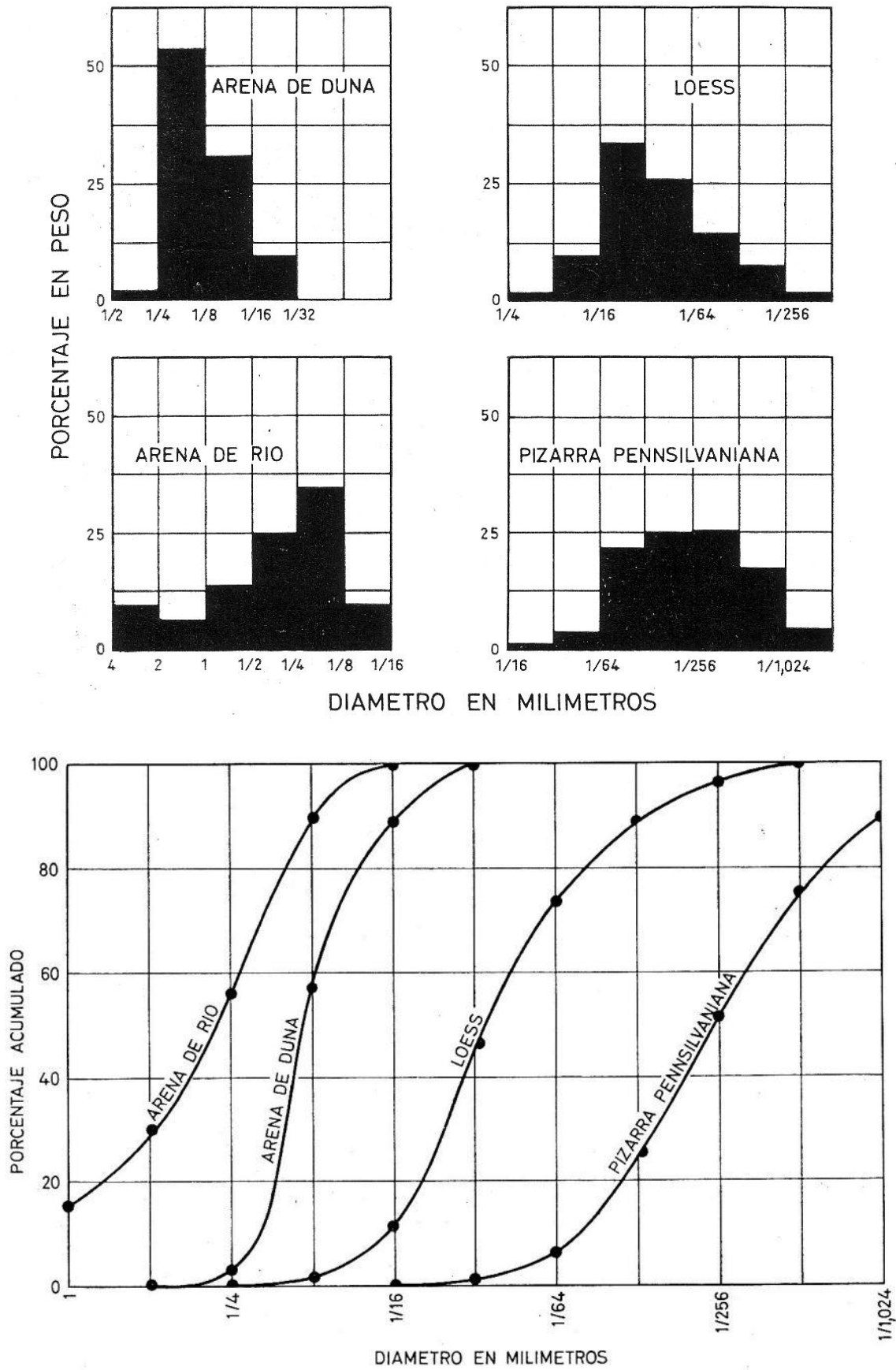


Figura 5.5. Histogramas y Curvas acumulativas de cuatro sedimentos (Tomados del Libro de Estratigrafía y Sedimentación de Krumbein y Sloss, 1969).

5.2.2 Forma de las partículas

La forma de las partículas es muy difícil de definir, debido a la irregularidad de las mismas, y en general se puede decir que los estudios morfológicos tienden a definir su geometría en forma aproximada.

Un condicionante importante es su forma original que a su vez depende de la roca madre y otros factores como diaclasamiento, etc. El transporte sedimentario produce el desgaste de las partículas, con la destrucción progresiva de aristas y vértices, en su tendencia a alcanzar una configuración de mínima superficie para un volumen dado, la que corresponde a la esfera. A pesar de esta tendencia general hacia la forma esférica, con frecuencia no se alcanza ese estadio final teórico, fundamentalmente debido al condicionamiento que representa la forma primitiva de la partícula. Así se suelen tomar como estadios finales además de la esfera, el disco, el cilindro y la lámina. Idealmente, la forma debe ser estudiada de manera tridimensional, sin embargo, existen métodos que permiten trabajar en el plano, y son aplicables, por ejemplo, al estudio de láminas delgadas.

El estudio tridimensional de las partículas se realiza definiendo tres ejes en una partícula. El diámetro mayor (a), el diámetro intermedio (b) y el menor (c) que pueden ser perpendiculares entre sí y que pueden o no cortarse en un punto. (En algunos textos se encontraron las siguientes denominaciones para los ejes, a = longitud, b = anchura y c = espesor).

Para describir el aspecto o forma geométrica de una partícula se utilizan dos parámetros: la **esfericidad** y la **redondez**.

5.2.2.1 Esfericidad

Se define como el grado en que un elemento clástico se aproxima en su forma a una esfera. Son las relaciones mutuas de las intercepciones de la partícula. El concepto original de esfericidad definido por Wadell (1932) es:

Esfericidad verdadera (teórica) = Área de la superficie de la partícula / Área de la superficie de una esfera de igual volumen

Esfericidad de operación (práctica) = (volumen de la partícula (V_P) / volumen de la esfera circunscrita (V_E))^{1/3}

Para partículas grandes:

$$V_P = \pi / 6 * d^3 \quad \text{donde } d = \text{diámetro nominal}$$

$$V_E = \pi / 6 * a^3 \quad \text{donde } a = \text{máxima intercepción de la partícula}$$

Por lo tanto: Esfericidad de operación = d / a

Zingg (1935) propuso una clasificación de la forma de los granos en dos direcciones basada en las relaciones de los diámetros b / a y c / b definiendo 4

tipos: esféricos, discoidales, elipsoidales y cilíndricos. Posteriormente (Brewer, 1964) fue ampliada a los términos planar y acicular (Figura 5.6).

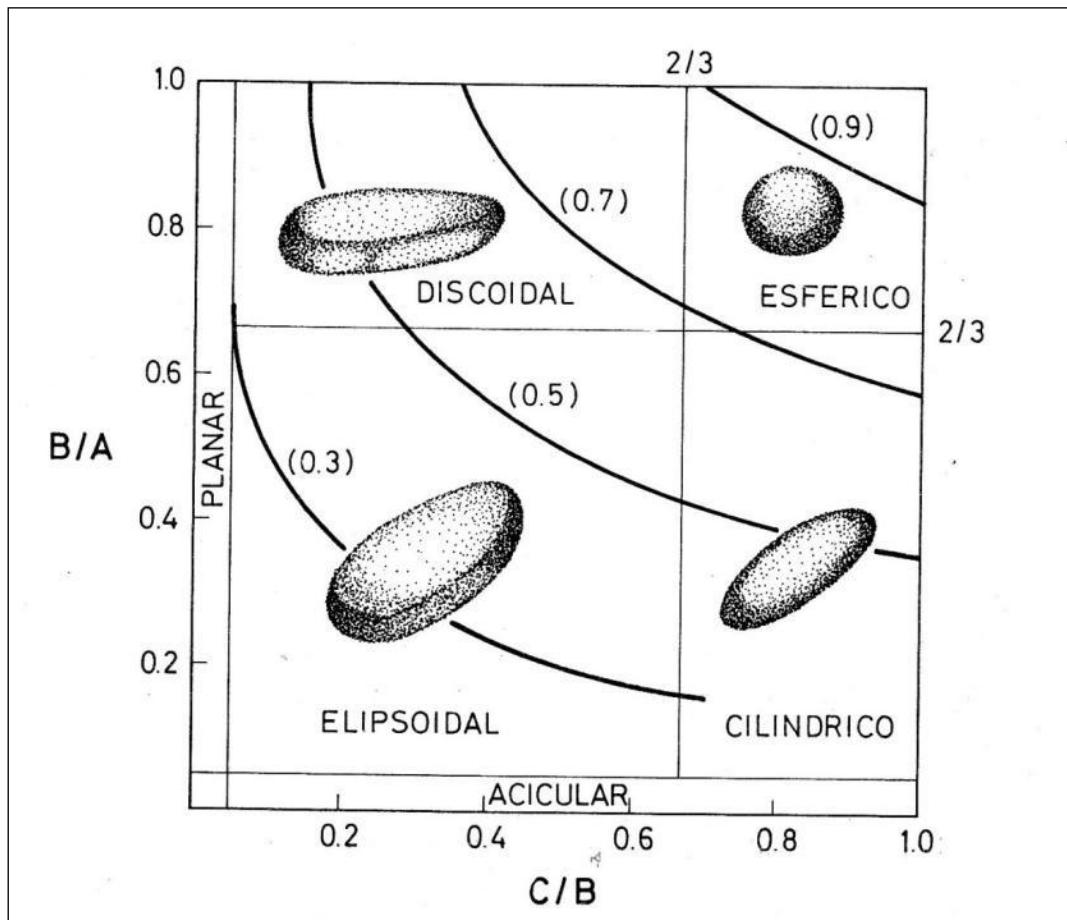


Figura 5.6. Clasificación de la forma de los granos según Zingg y relación con la esfericidad de Krumbein. Según Zingg (1935) y Brewer (1964) (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

Según Krumbein (1941) la esfericidad se expresa como: $(a*b*c / a^3)^{1/3}$. Relacionando los resultados de esta ecuación con el gráfico de Zingg, se obtienen una serie de curvas de igual esfericidad de operación, que tienen formas de hipérbolas y que por lo tanto indican que existen partículas de apariencia diferente a la vista que pueden tener el mismo valor numérico de esfericidad (Figura 5.7).

Por tener la esfericidad gran importancia en el comportamiento dinámico de las partículas, aquellas que tienen la misma esfericidad se comportarán de igual manera en condiciones dadas, siempre y cuando sus diámetros nominales y densidades sean iguales.

Combinando las curvas de Krumbein con los gráficos de Zingg se puede notar que los guijarros en forma de disco y los de forma de rodillo, pueden ser estables en el mismo medio.

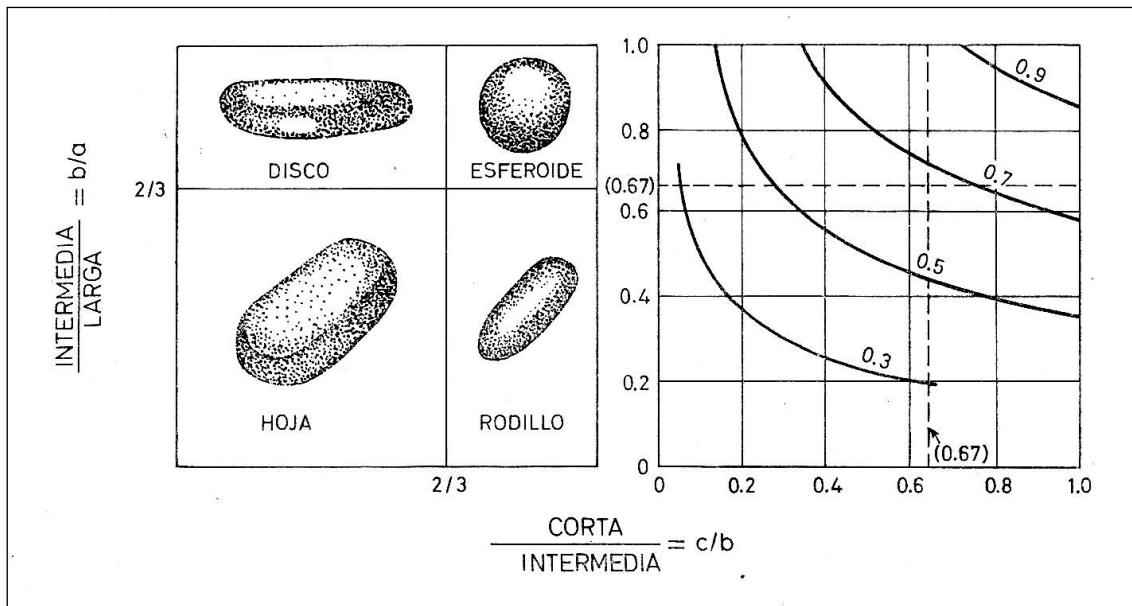


Figura 5.7. Clasificación de forma de los granos de Zingg (1935) y curvas de esfericidad de Krumbein (1941) (Tomada del libro de Estratigrafía y Sedimentación de Krumbein y Sloss, 1969).

Las mediciones de esfericidad se hacen sin mayor dificultad en guijarros lo suficientemente grandes para ser tomados individualmente. Para granos de arena se dispone de métodos microscópicos.

La determinación más fácil de la esfericidad es por comparación con gráficas visuales. Las más utilizadas son las de Powers (1953) (Figura 5.8) y las de Krumbein y Sloss (1955) (Figura 5.9), combinadas con la redondez.

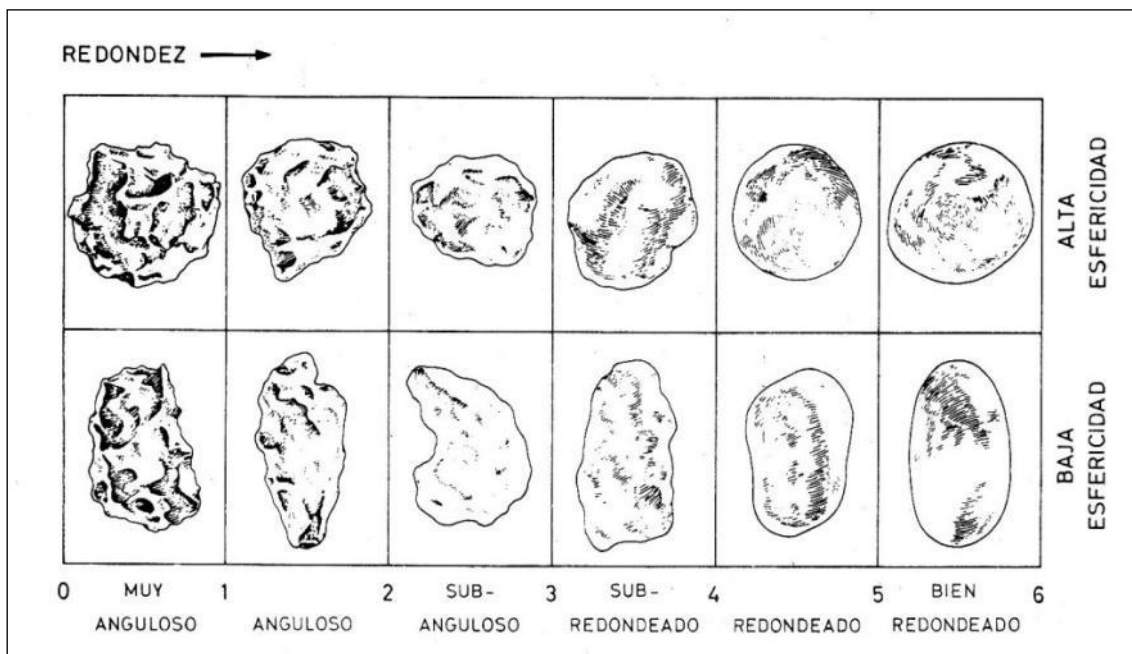


Figura 5.8. Gráfica para la determinación de la esfericidad y la redondez de Powers (1953) (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

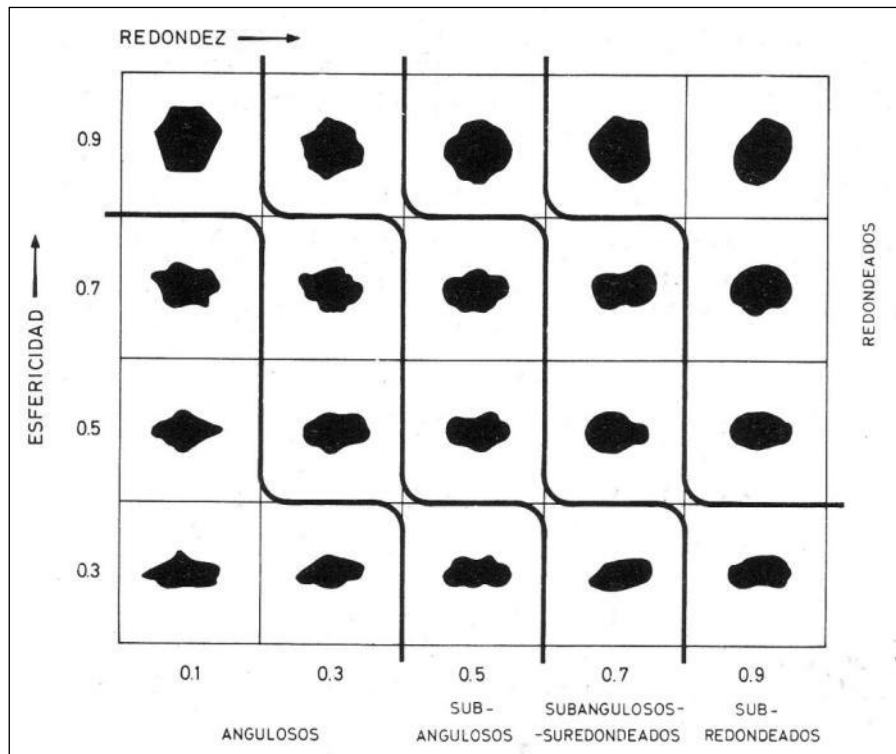


Figura 5.9. Gráfica para la determinación de la esfericidad y la redondez de Krumbein y Sloss (1955) (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

Los datos de esfericidad también se pueden tratar estadísticamente, obteniéndose la esfericidad promedio (esfericidad mediana y esfericidad media) y el grado de clasificación (desviación estándar de esfericidad) (Figura 5.10).

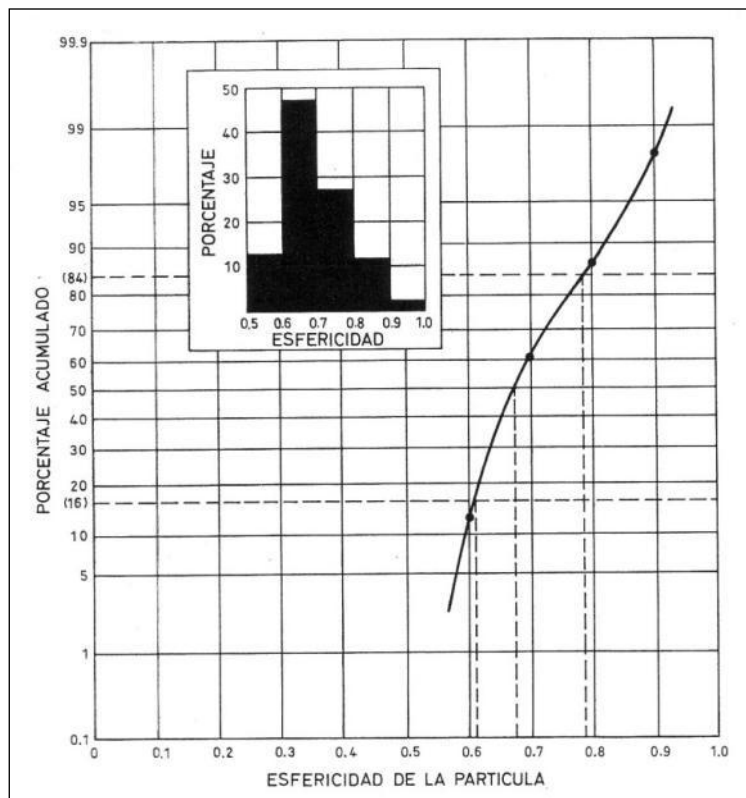


Figura 5.10. Histograma y curva de frecuencia acumulativa de datos de esfericidad de partículas (Tomada del libro de Estratigrafía y Sedimentación de Krumbein y Sloss, 1969).

En general, la esfericidad de los guijarros aumenta con la distancia recorrida.

5.2.2.2 Redondez

Se refiere al grado de angularidad que presentan aristas y vértices de una partícula. La redondez no corresponde a un concepto de forma como la esfericidad, sino de configuración del clasto que tiende a la forma superficial esférica como estado final. Se expresa en forma bidimensional acomodando la partícula en tal forma que presente su superficie de máxima proyección.

Wadell (1932) expresa la redondez como medida cuantitativa (Figura 5.11):

Redondez = radio medio de esquinas y bordes / radio del círculo inscrito máximo

Wadell (1933)	Wentworth (1933)	Cailleux (1947)
$R = \frac{\sum (r/R)}{N}$ <p>r = radio de curvatura de esquinas. R = radio del mayor círculo inscrito. N = nº de esquinas, incluyendo r = 0.</p>	$R = \frac{r_1}{1/4 (A + B)}$ <p>A = diámetro mayor. B = diámetro mayor perpendicular al A. r₁ = radio de curvatura más pequeño.</p>	$R = \frac{2 r_1}{A}$ <p>r₁ = radio de curvatura más pequeño. A = diámetro mayor.</p>

Figura 5.11. Significado de algunas medidas de redondez: Wadell – Wenworth – Cailleux (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

Cuando las esquinas y bordes son agudos, su radio medio es pequeño y la redondez es baja; pero, cuando el radio medio de las esquinas se aproxima al círculo inscrito, el valor de la redondez se aproxima a 1.0.

La redondez expresa la suavidad de los contornos y describe su grado de curvatura. Cualitativamente se utilizan los términos: angulosos, subangulosos, subredondeados, redondeados y bien redondeados.

Otro método cuantitativo es el de Wentworth (1933) expresado por:

$$\text{Redondez} = r [(A + B) / 4]$$

r → radio del más pequeño círculo inscrito
 $(A + B) / 4$ → radio medio del grano calculado a partir de los mayores diámetros

Cailleux (1947) define la redondez como:

$$R = 2 r_1 / A$$

r_1 → radio del círculo inscrito más pequeño
 A → diámetro mayor

Pero, las gráficas visuales son las más utilizadas, debido a su aplicación práctica. Son conocidas las ya citadas de Krumbein (1955) y Powers (1953).

Para estudios más detallados de la redondez, se pueden tratar los datos estadísticamente, graficándolos en histogramas y curvas de frecuencia, para obtener la redondez media y la desviación estándar de la redondez (Figura 5.12).

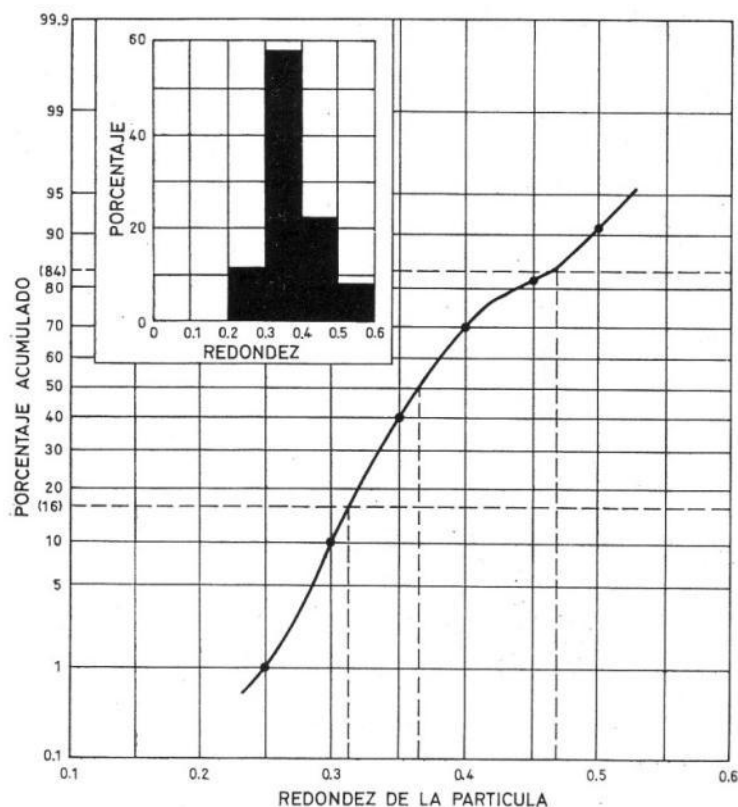


Figura 5.12. Histograma y curva de frecuencia acumulativa de datos de redondez de partículas (Tomada del libro de Estratigrafía y Sedimentación de Krumbein y Sloss, 1969).

La redondez sufre rápido aumento al comienzo del transporte para después tener cambios suaves. Tamaño, esfericidad y redondez son caracteres evolutivos, es decir, cambiantes a lo largo del tiempo de transporte, y evolucionan según una ley log-normal (Figura 5.13). La redondez de tamaños mayores se adquiere antes que en los tamaños menores.

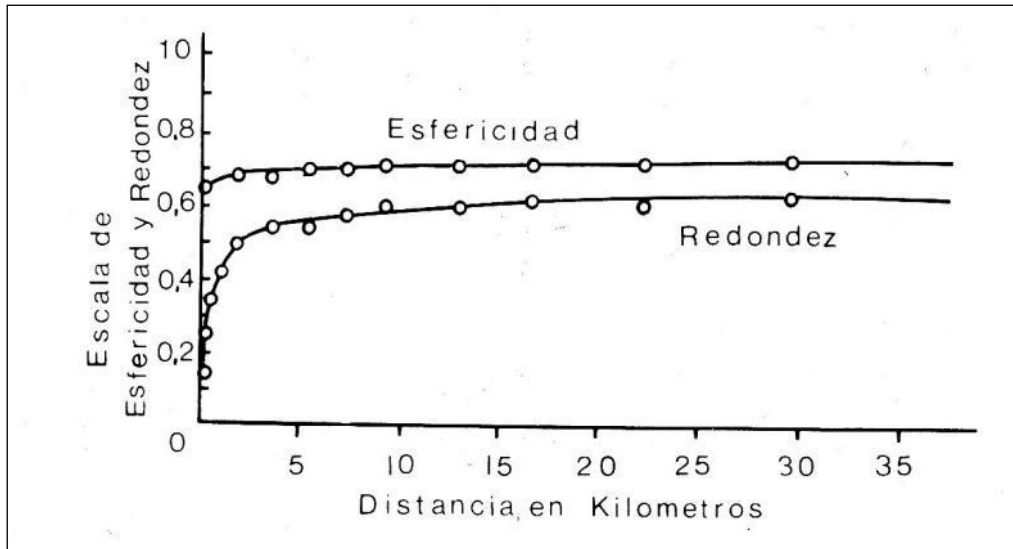


Figura 5.13. Relaciones entre esfericidad, redondez y distancia de transporte. Según Griffiths (1967) (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

Experimentalmente se ha determinado que los índices de redondez se elevan más rápidamente que los de esfericidad en función del tiempo o distancia recorrida. Se conoce como madurez textural el estado de evolución alcanzado por un material durante el proceso de transporte sedimentario. Cuanto más intenso es el transporte y más tiempo dura, mayor será la madurez textural, es decir mayor será la redondez y la esfericidad, y menor el tamaño (Figura 5.14).

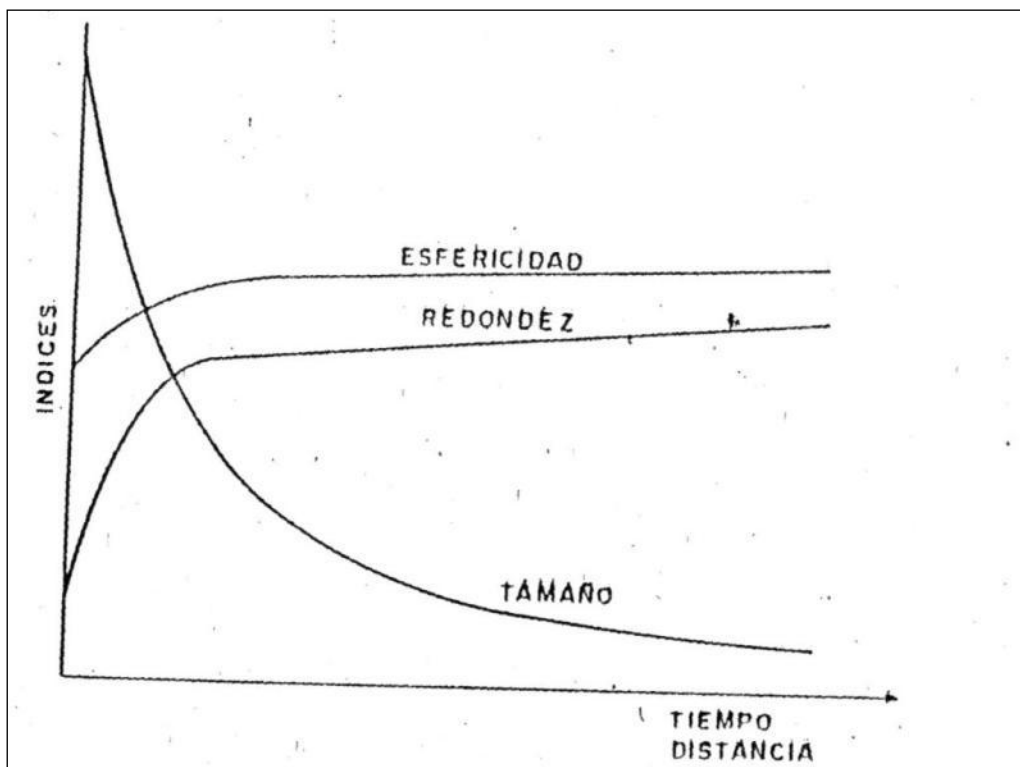


Figura 5.14. Relaciones entre esfericidad, redondez, tamaño y distancia de transporte (Tomada de INTERNET).

5.2.3 Textura superficial de las partículas

Se conoce con este nombre al conjunto de pequeños rasgos de la superficie de las partículas. Estos rasgos reflejan la historia abrasiva de la partícula o pueden reflejar cambios después de la depositación.

Existen dificultades al tratar de idear métodos satisfactorios para realizar mediciones numéricas. Las técnicas antiguas utilizaban el microscopio binocular, en la actualidad se utiliza el microscopio electrónico. Usando este instrumento Porter (1962) reconoció cinco grupos de textura superficial:

- ✓ Desgastada por abrasión (desmenuzada o fragmentada).
- ✓ Lobada (como cantos rodados).
- ✓ Corroída (disolución).
- ✓ Lisa (sin marcas).
- ✓ Facetada (con planos de cristal).

En el microscopio binocular se pueden reconocer las siguientes clases de texturas superficiales:

- ✓ Brillantes (caras suaves planas o curvadas con gran reflectividad y transparentes).
- ✓ Mates (sin brillo, baja reflectividad, con superficie lisa o rugosa con pequeñas moteaduras y golpes).
- ✓ Barnizados (con brillo no transparente ejemplo: granos con barniz desértico).

La textura superficial puede indicar el mecanismo de transporte y, en general, se puede interpretar el origen y evolución de los sedimentos (Figura 5.15).



Figura 5.15. Textura superficial de partículas: clastos desgastados por la abrasión del viento – ventifactos (Tomadas de INTERNET).

5.2.4 Orientación y empaquetamiento de partículas

Son las características que definen la microestructura o “**fábrica**” del sedimento.

La **trama sedimentaria** representa la orientación de los agregados de partículas en un depósito. Esta constituye la respuesta de las partículas a la dinámica de las condiciones sedimentarias y se modifica con ciertos factores

de forma de las partículas. La estimación cuantitativa de la orientación de las partículas se reduce a los guijarros y a las arenas (Figura 5.16).

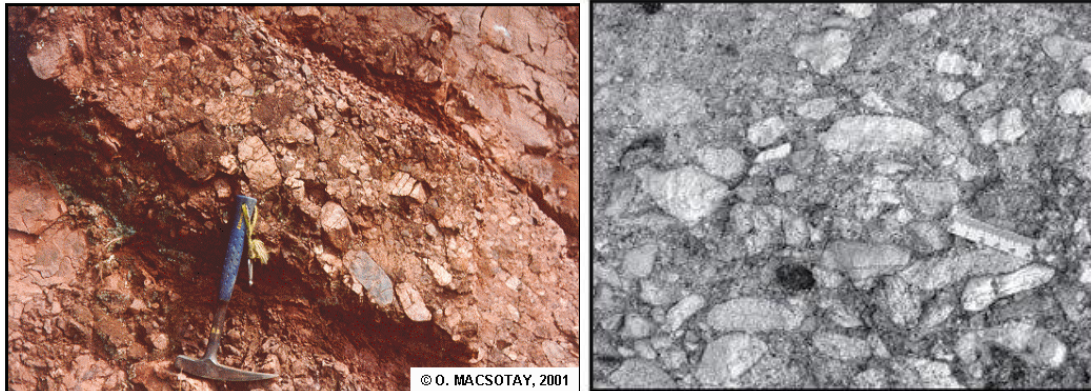


Figura 5.16. Trama sedimentaria: clastos orientados – imbricación de clastos (Tomados de INTERNET).

Los datos de orientación de las partículas pueden tratarse estadísticamente, representándose en diagramas angulares, de donde pueden calcularse la orientación media y el grado de orientación preferente.

Los **diagramas petrotrama** ilustran la orientación en coordenadas polares.

La orientación de los granos paralelamente a la estratificación da como resultado que la permeabilidad en dirección paralela sea mayor que en dirección transversal.

El **empaquetamiento** es la ordenación de partículas en el campo gravitacional y teóricamente se dan 6 tipos.

En sedimentos normales bajo agitación el empaquetamiento es apretado, mientras que en aguas tranquilas y con materiales finos es poco apretado, aunque el enterramiento, las sacudidas bruscas y la compactación van cambiando el empaquetamiento a más apretado.

Cuantitativamente el grado de empaquetamiento se puede medir por la densidad de empaquetamiento que se define para una línea en la muestra y generalmente en lámina delgada.

Densidad de empaquetamiento = suma de longitud de granos / longitud total de la línea

Proximidad de granos = # de contactos grano a grano / # de contactos totales de la línea

Cualitativamente se utilizan los tipos de contactos de granos que aparecen en gráficas visuales y donde los más frecuentes son: flotantes, tangenciales, largos, cóncavo – convexos y suturados (Figura 5.17). También se pueden realizar conteo de este tipo de contactos y se aplican distintas fórmulas para

determinar índices de condensación, de contactos, de empaquetamientos (Griffiths, 1967).

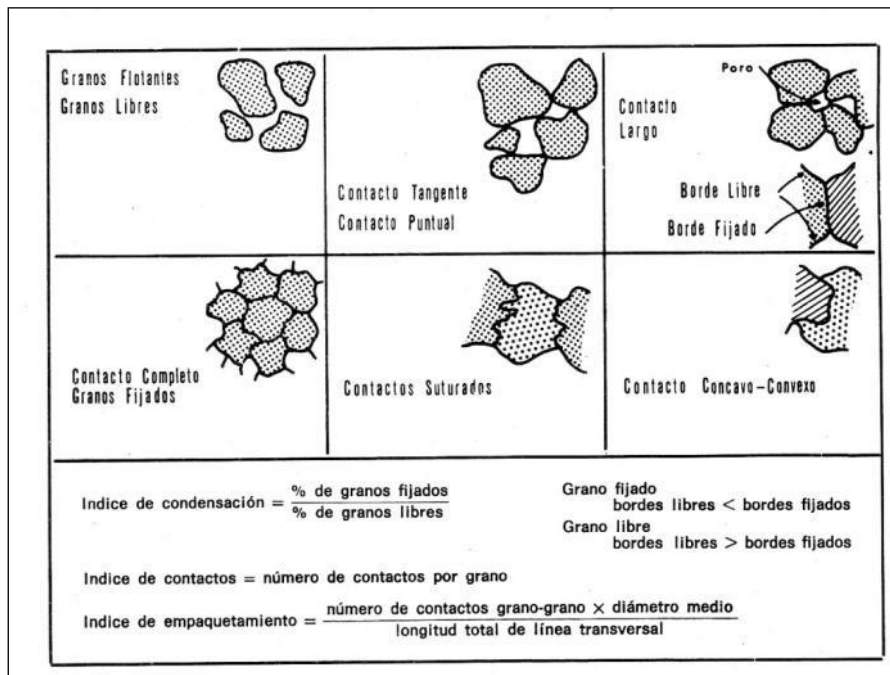


Figura 5.17. Tipos de contactos de granos. Según Griffiths (1967) (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

5.2.5 Otras medidas

El **aplanamiento**, según Wentworth, se puede aplicar para definir la forma de los granos y lo expresa como:

$$\text{Índice de Aplanamiento} = (A + B + C) / 3$$

Para Cailleux (1952) el índice de aplanamiento es:

$$I_A = (A + B) / 2 e$$

e = espesor medio perpendicular a AB.

El índice de alargamiento se lo define como la relación del ancho a la mayor longitud.

$$I_{Al} = B / A$$

La **pivotabilidad** es una medida de la facilidad del grano a moverse y generalmente se determina por la velocidad con que el grano se desplaza sobre una superficie cilíndrica en rotación con diferentes grados de inclinación. Actualmente, es uno de los métodos más usados en estudios cuantitativos de morfología de granos (Kuenen, 1963) (Figura 5.18).

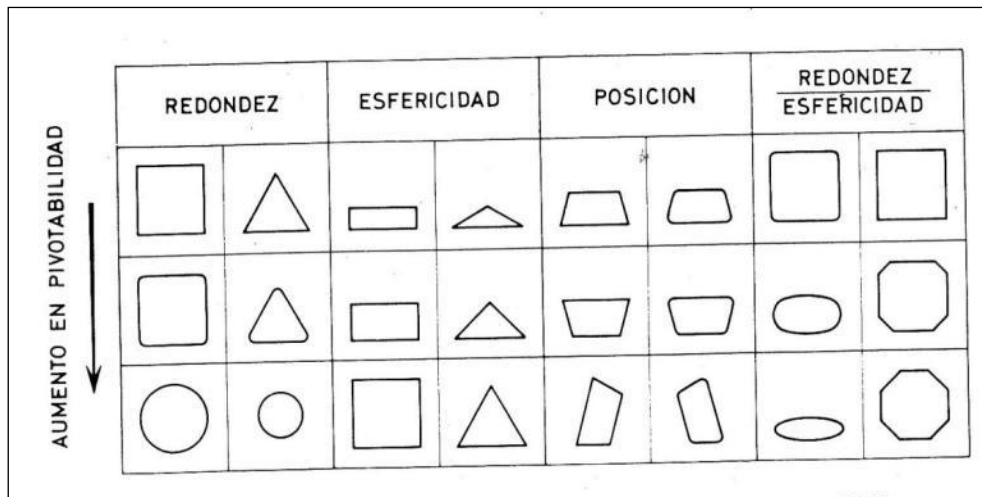


Figura 5.18. Factores que influyen en la pivotabilidad. Adaptado de Kuenen (1964)) (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

5.3 ELEMENTOS TEXTURALES DE ROCAS NO CLÁSTICAS

Entre las **texturas no clásticas** se deben considerar dos casos:

- ✓ Aquellas correspondientes a **construcciones orgánicas**.
- ✓ Las correspondientes a **cristalización de soluciones**.

Las **orgánicas** sufren, por lo general, destrucción parcial y transporte de algunos elementos. Pero, la mayoría de las veces las características texturales pierden importancia frente al organismo constructor. Ejemplo: algas, corales, etc.

Las de **cristalización** se forman por precipitación directa del material disuelto en el agua y generalmente en cuencas tranquilas, mares interiores o lagunas litorales con evaporación intensa. Pueden sufrir efectos secundarios por circulación del agua intersticial o meteórica, apareciendo nuevos minerales en poros y grietas. Para describir estas texturas se utilizan nombres que se utilizan en rocas ígneas y metamórficas, basadas en el tamaño del grano y en la naturaleza de sus contactos: Porfiroblástica, Granuda, Microcristalina, Criptocristalina, Oolítica (2 mm – 0.2 mm), Pisolítica (>2 mm) y Coloidal (Figura 5.19).



Figura 5.19. Texturas de rocas no clásticas: A la izquierda – caliza oolítica. A la derecha – caliza pisolítica (Tomadas de INTERNET).

CAPÍTULO # 6

6 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE ORDENAMIENTO INTERNO

6.1 INTRODUCCIÓN

Estructura sedimentaria es la disposición geométrica de los elementos que constituyen un sedimento.

La disposición geométrica es consecuencia de los agentes geológicos y procesos con predominio de tipo físico, con menor influencia de los de tipo químico y biológico.

La estructura sedimentaria sirve para determinar el ambiente de depositación y con el estudio de las estructuras sedimentarias actuales se puede interpretar las del pasado. Es difícil dar una clasificación, aunque sea en términos un poco generales, de las estructuras sedimentarias, una de las más objetivas es la de Ricci Lucchi (1970) (Tabla 6.1).

TABLA 6.I ESQUEMA DE CLASIFICACION DE LAS ESTRUCTURAS PRIMARIAS DE LOS SEDIMENTOS (SEGUN F. RICCI LUCCHI, 1970)				
LUGAR GEOMETRICO	1. Estrato y estratificación.			Internas. Externas. Afectando más estratos.
	2. Estructuras transfaciales (visibles transversalmente a los estratos)			Externas (inter-estratal) } Lado superior. Lado inferior.
	3. Estructuras interfaciales (visibles paralelamente a la estratificación)			Internas (intra-estratal) } De techo. De base.
PROCESO GENETICO ESTRUCTURAS MECANICAS	1. Estructuras de desordenamiento horizontales	De corriente	De erosión De depósito De deformación Mixtas	Corrientes turbulentas por objetos transportados } De agua calma. De bajo régimen. De alto régimen.
		De olas	De erosión De depósito De deformación Mixtas	De agua calma. De bajo régimen. De alto régimen.
		De traslación gravitativa.	Discordantes Caóticas	Distensivas } Estratos fluido-viscosos. Compresivas } Estratos hidro-plásticos. Estratos semi-sólidos. Estratos intermedios o mixtos.
	2. Estructuras de desordenamiento vertical	De carga y de inyección De filtración		
	3. Estructuras estáticas (deformaciones <i>in situ</i>).			
4. Estructuras producidas por la actividad de organismos (biodinámicas)	Constructivas. Fisiológicas o de destrucción		Pistas o trazas (lineales y bidimensionales). Galerías y hoyos (tridimensionales).	
5. Estructuras químicas.				

Tabla 6.1. Esquema de clasificación de las estructuras primarias de los sedimentos. Según Ricci Lucchi, 1970 (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

Según su contemporaneidad o no contemporaneidad con el sedimento se dividen en:

- ✓ **Estructuras sedimentarias primarias** son las que se originan cuando se deposita el sedimento en íntima relación con el ambiente que causa su sedimentación.
- ✓ **Estructuras sedimentarias secundarias** o **diagenéticas** son las que tienen lugar una vez finalizada la sedimentación y después que este

sedimento está cubierto por otros materiales, abandonando así su ambiente de origen e iniciándose una serie de procesos físicos y químicos que son la causa de formación de estas estructuras.

6.2 LAMINACIÓN

Gracias a la observación en áreas sedimentarias actuales y a la experimentación en laboratorio, en modelos a escala, se puede llegar a conocer no solo la forma inicial que posee una capa o estructura, sino también las condiciones físicas que llevan a su formación. Si para una granulometría determinada se aumenta progresivamente la intensidad de flujo en un modelo a escala, aparecerán sucesivamente: **Ondulitas (Ripples)** → **dunas (megaripples)** → **laminación paralela** → **standing waves** → **antidunas** (Figura 6.1).

- ✓ Las **ondulitas** o **ripples** son formas pequeñas onduladas con una pendiente suave en barlovento y una brusca en sotavento.
- ✓ Las **dunas** o **mega-ripples** son grandes ondulaciones producidas en arena, su tamaño oscila entre 60 cm y varios metros.
- ✓ La **laminación paralela** planar se caracteriza por no presentar elevaciones ni depresiones, siendo sus límites superficies paralelas.
- ✓ **Standing waves** son estructuras que constituyen una transición entre las láminas planas y las antidunas.
- ✓ Las **antidunas** son formas onduladas, pero que crecen en el sentido inverso de la corriente.

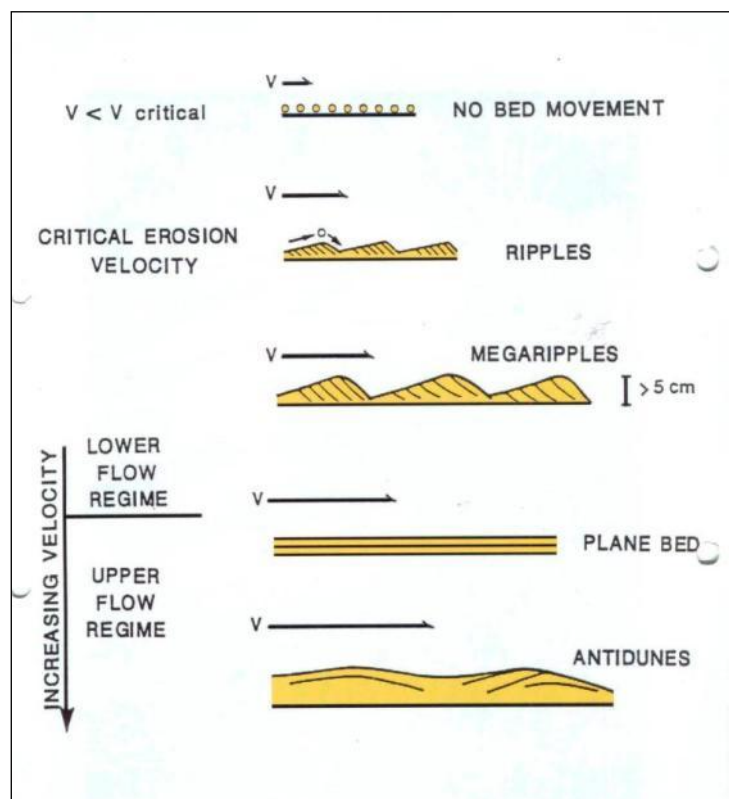


Figura 6.1. Diagrama que muestra la relación existente, en arenas, entre el régimen de flujo y la forma de la capa y su laminación (Tomado de INTERNET).

Cada una de estas capas caracterizadas por su morfología externa posee una **estructura interna** particular (Figura 6.2):

- ✓ Las ondulitas presentan **laminación cruzada a pequeña escala**.
- ✓ Las dunas presentan **laminación cruzada a mediana o gran escala**.
- ✓ La laminación planar presenta **laminación paralela**.
- ✓ Las antidunas presentan **laminación cruzada a mediana escala**.

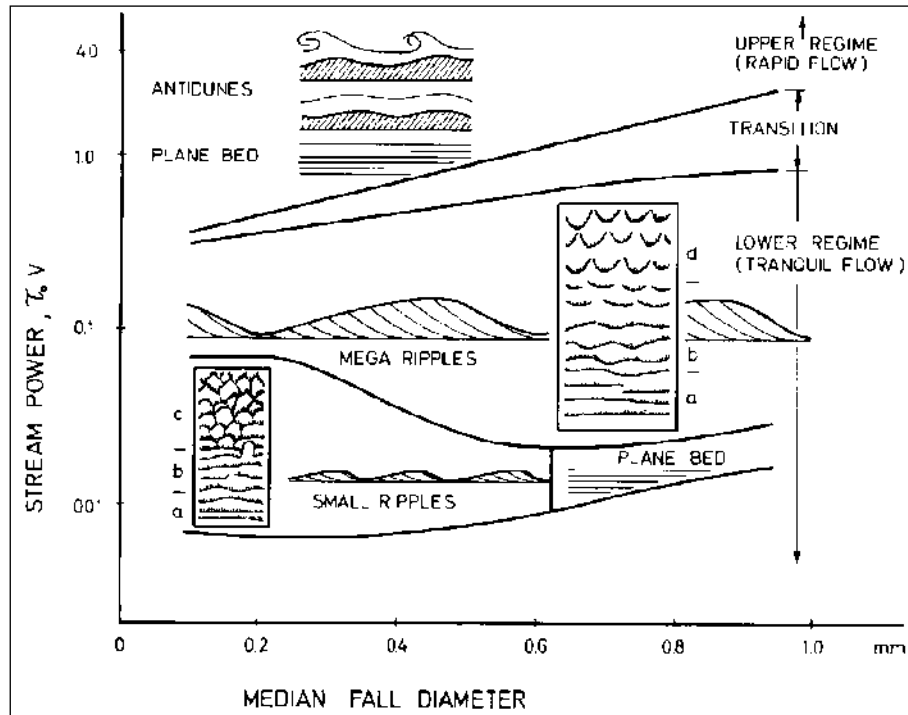


Figura 6.2. Laminación y forma de las capas constituidas según el tamaño del grano y la velocidad del fluido (Tomada de INTERNET).

6.2.1 Ondulitas y su laminación

Las **ondulitas** o **ripples** constituyen una estructura sedimentaria primaria que morfológicamente se manifiesta en la superficie superior de areniscas o limonitas. Se originan por corrientes de bajo flujo o por efecto del oleaje (Figura 6.3).

Un **tren de ondulitas** o **ripples** se denomina al conjunto de valles y crestas que corren paralelas o pueden anastomosarse.

Las ondulitas o ripples se describen en base a su morfología y tamaño. Tomando como base su **morfología** Allen (1963, 1968) los divide en: **rectos, ondulados, lingüoides, acuspidados, lunados y romboidales**. En cuanto a su **tamaño**, los ripples se dividen en:

- *Pequeños < 60cm
- *Grandes (megaripples) 60 cm – 30 m.
- *Gigantes > 30 m.



Figura 6.3. Ondulitas o Ripples: En la primera fila – en sedimentos actuales de llanuras de marea, a la izquierda y de desiertos, a la derecha. En la segunda y tercera fila – en el tope de estratos de areniscas y limonitas (Fotos tomadas de INTERNET).

La estructura interna de los ripples se forma en el lado de sotavento (foreset) con gran cantidad de láminas, mientras en barlovento se desarrollan pocas láminas, pues corresponde a la parte erosiva (ripples de corriente). En la parte basal se puede desarrollar un grupo de láminas de fondo de poca importancia (bottomset) (Figura 6.4).

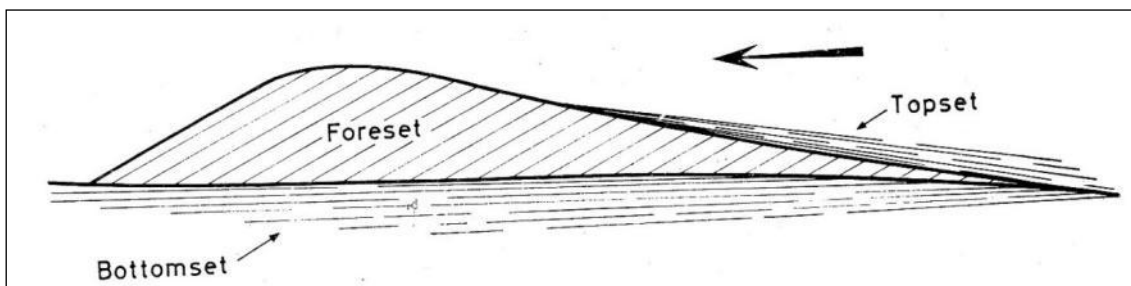


Figura 6.4. Disposición de las láminas en un ripple (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

6.2.1.1 Ondulitas o Ripples de corriente

Son ondulaciones asimétricas producidas por una corriente o flujo unidireccional. Las crestas y valles se alinean paralelos a la dirección perpendicular de la corriente que los originó. El sentido de la corriente es de la parte con pendiente suave (barlovento) a la abrupta (sotavento) (Figura 6.5).

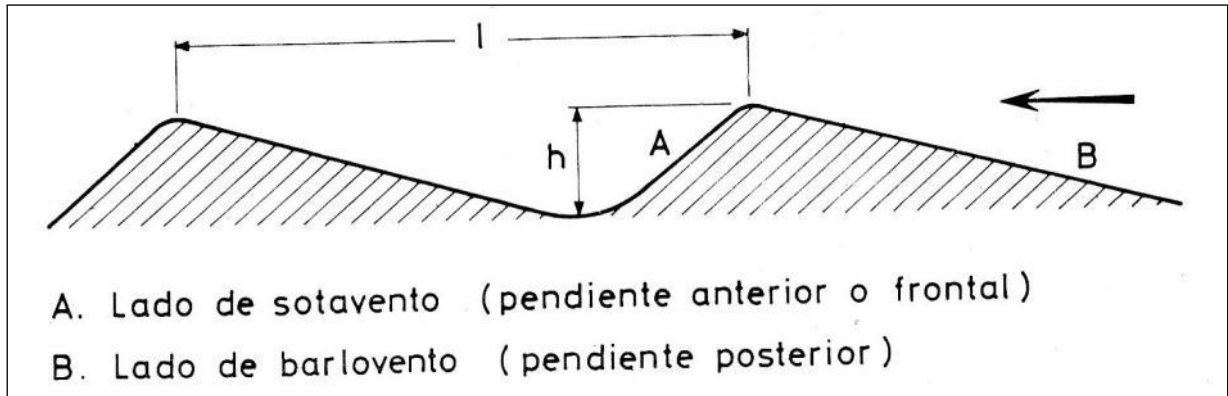


Figura 6.5. Partes de una ondulita o ripple de corriente (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

✓ Ripples de crestas rectilíneas paralelas (straight crested)

Son ripples con crestas y valles rectilíneos y alineados paralelamente. Constituyen ripples de baja energía y cuando migran producen una laminación cruzada planar (Figura 6.6).

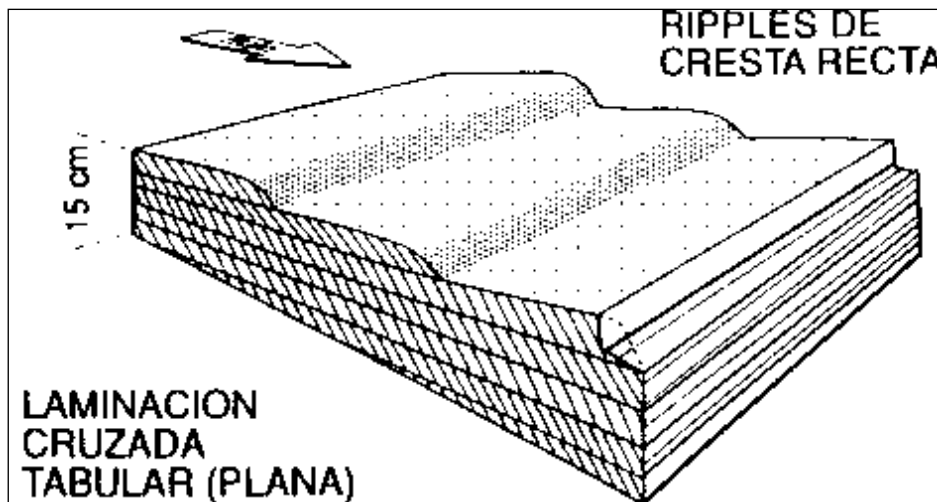


Figura 6.6. Morfología externa e interna de ripples de crestas rectilíneas paralelas (Tomada de INTERNET).

✓ Ripples lingüoides (linguoid ripples)

Las crestas son discontinuas, siendo las formas lingüoides o lobuladas. Constituyen ripples de alta energía. Al migrar los ripples presentan una laminación cruzada de tipo festoneado (Figura 6.7).

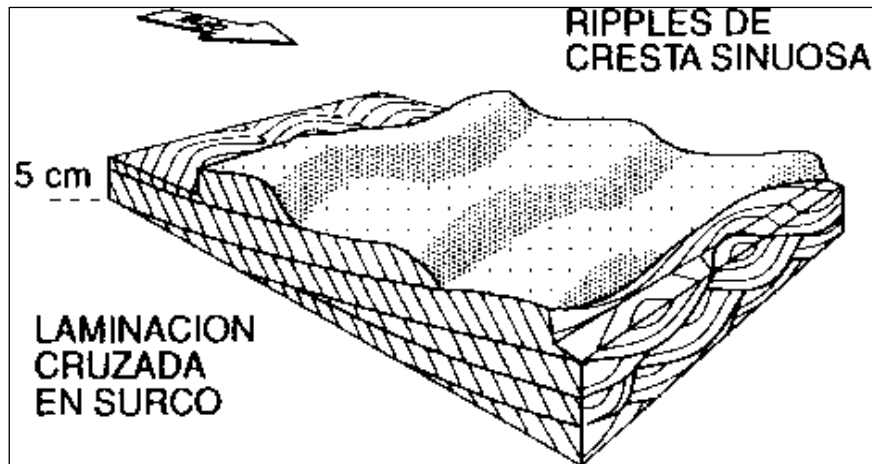


Figura 6.7. Morfología externa e interna de ripples lingüoides (Tomada de INTERNET).

✓ **Antidunas**

Son falsos ripples (en forma muy similares) producidos por una corriente de flujo elevado. Con poco relieve y el largo de las crestas varía entre 1 cm y 6 m, y la altura, entre 1 mm y 45 cm. Al migrar presentan laminación cruzada de bajo ángulo.

6.2.1.2 Ripples de oscilación

Denominados también ripples de olas (wave ripples), son producidos por las ondulaciones simétricas o ligeramente asimétricas originadas por la acción del oleaje, sobre materiales incoherentes (Figura 6.8).

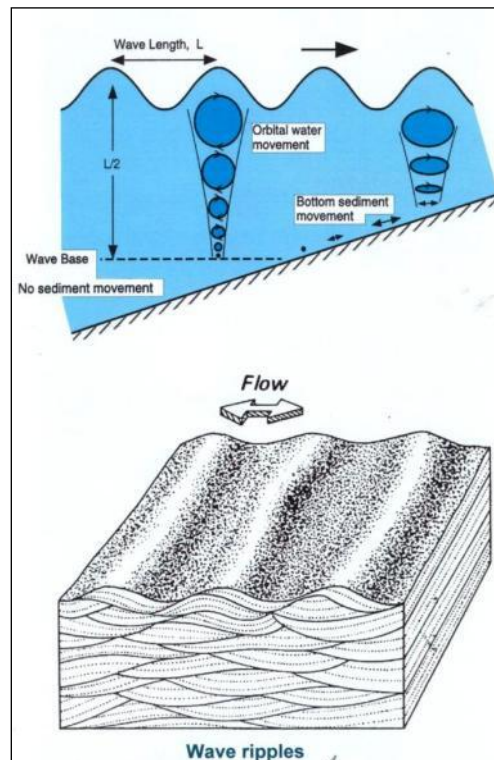


Figura 6.8. Origen y Morfología externa e interna de los ripples de olas (Tomada de INTERNET).

La presencia y el tamaño de estos ripples son controlados por la velocidad de la ola y la granulometría. Según Igman (1957) desaparecen al alcanzar una velocidad de 90 cm / seg. La granulometría influye en el tamaño en proporción directa.

✓ **Ripples de oscilación simétricos**

Presentan una notable simetría de sus crestas y valles. Su estructura interna posee una laminación en chevron en el punto de inflexión de sus crestas y valles (Figura 6.9).

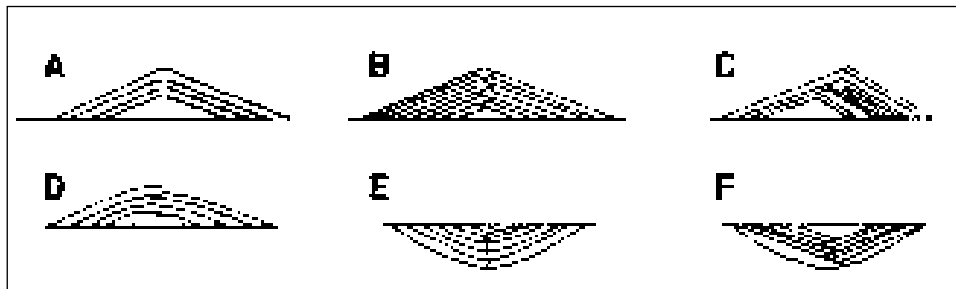


Figura 6.9. Diferentes tipos de estructuras en chevron (Tomada de INTERNET).

✓ **Ripples de oscilación asimétricos**

Son parecidos a los ripples de corriente rectilíneos. Con características que los separan de estos (Figura 6.10):

- *La superficie se ordena irregularmente en forma ondulada
- *Las láminas del foreset acaban uniéndose formando un haz.
- *Las láminas del foreset presentan a veces off-shoots (láminas del foreset que se continúan a través de todo el valle contiguo, acabándose en el flanco de la cresta siguiente).

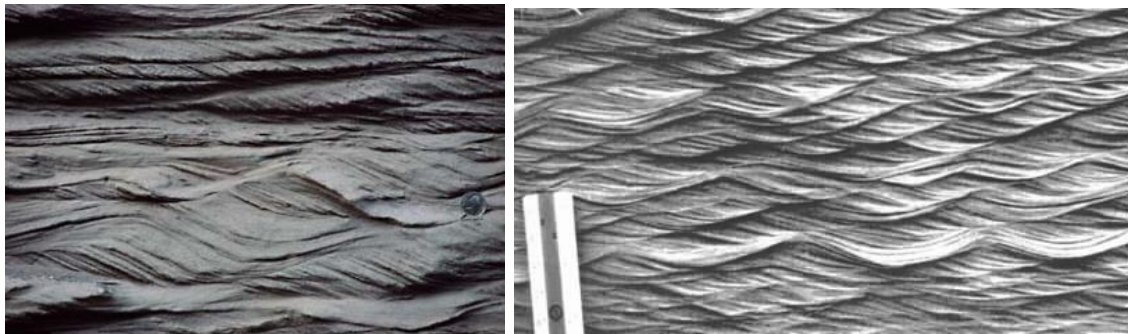


Figura 6.10. Morfología interna de los ripples de oscilación asimétricos (Tomada de INTERNET).

6.2.1.3 Estratificación lenticular (lenser o linsen) y estratificación flaser

Se caracterizan por la existencia de una laminación tipo ripple en capas de areniscas en las que se intercala una cantidad de arcilla. Si la cantidad de arcilla es pequeña, cuando cesa el flujo, se localizará en los valles de los ripples constituyendo la **estratificación flaser**. Pero si la cantidad de arcilla es mayor, ésta cubrirá todo el ripple y si la cantidad es aún mayor los ripples aparecerán aislados, constituyendo la **estratificación lenticular** (Figura 6.11).

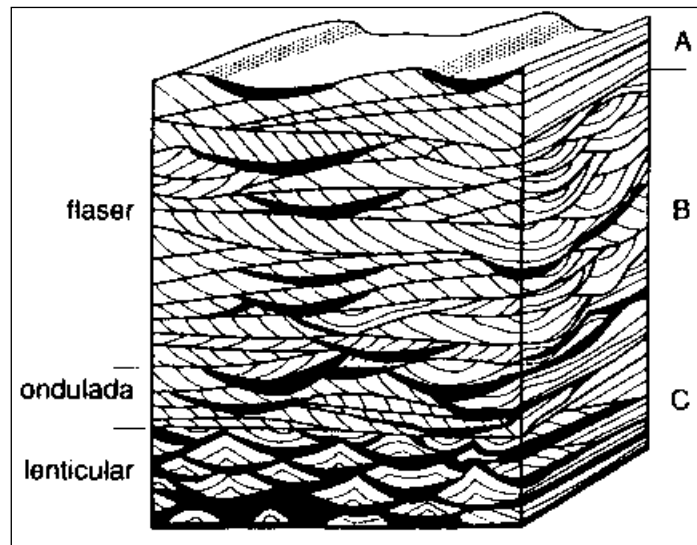


Figura 6.11. Diagrama que muestra estratificación flaser, ondulada y lenticular (Tomada de INTERNET).

La estratificación flaser se produce en áreas donde existe la sedimentación de tipo ripple y se alternan períodos de corriente con otros de quietud. En cambio, la estratificación lenticular se produce cuando sobre un fondo arcilloso hay aporte deficitario de arena, como para formarse una capa continua, y al ser trabajada por corrientes u olas se formarán ripples aislados. Estos tipos de estratificación se producen en zonas con déficit de sedimentos y con energía cambiante entre turbulenta y tranquila Ej.: áreas intramareales o intertidales (Figura 6.12).



Figura 6.12. Laminación flaser en depósitos intertidales (Tomadas de INTERNET).

6.2.2 Laminación horizontal

Consiste en láminas paralelas a las superficies limítrofes del estrato y entre sí. Se produce por un cambio brusco de granulometría. Los materiales donde se presentan preferentemente son arenas medianas y finas, depositadas en un ambiente de régimen hidráulico elevado (Figura 6.13).



Figura 6.13. Laminación horizontal en capas de areniscas (Tomada de INTERNET).

6.2.3 Estratificación cruzada

La estratificación cruzada es una laminación cruzada a gran escala. Desde el punto de vista práctico se divide en dos grupos (Figura 6.14):

- ✓ **Estratificación cruzada planar**, con los estratos planos y el grupo de estratos en forma de cuña.
- ✓ **Estratificación cruzada en cubeta**, con superficies curvadas o festoneadas.

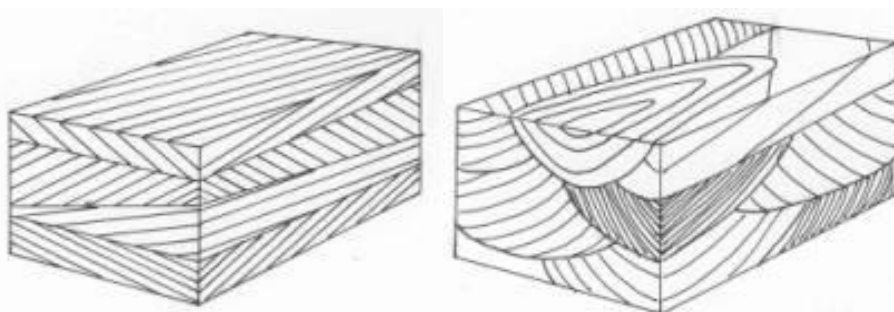


Figura 6.14. Estratificación cruzada: A la izquierda – planar. A la derecha – en cubeta Tomada de INTERNET).

La estratificación cruzada y la laminación cruzada dan criterios sobre la polaridad de los estratos, las láminas cortan con un ángulo neto el techo de la capa y tienden a ser asintóticas respecto a la base (Figura 6.15).

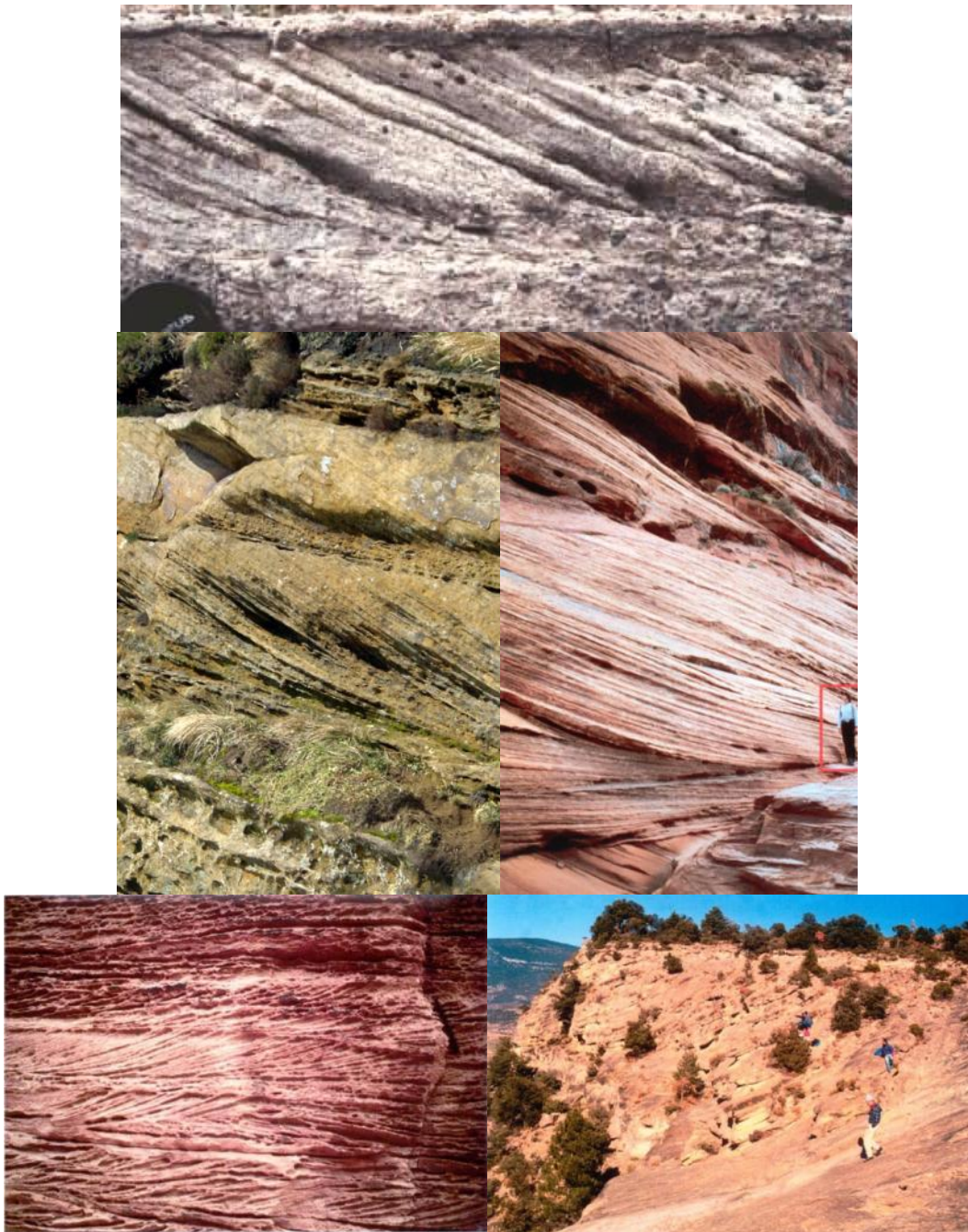


Figura 6.15. Vistas de estratificación cruzada a mediana y gran escala que muestran la polaridad de los estratos (Tomadas de INTERNET).

6.2.4 Estratificación bimodal (Herring bone)

Es formada por dos grupos de láminas orientadas formando un cierto ángulo en forma de espina de pez (Figura 6.16). Es debida posiblemente al flujo y reflujos de las mareas.



Figura 6.16. Estructura bimodal o herring bone (Tomada de INTERNET).

6.3 ESTRATIFICACIÓN GRADADA

Es una estructura de ordenamiento interno de partículas que consiste en la disminución progresiva del tamaño del grano de la parte inferior a la parte superior del estrato. Es una estructura típica de las turbiditas. También se la denomina granuloselección. Sirve como criterio de polaridad (Figura 6.17).

Su génesis es debida a la decantación de material en suspensión a medida que la velocidad de la corriente decrece. La estructura es sindeposicional y de flujo elevado (régimen hidráulico superior).

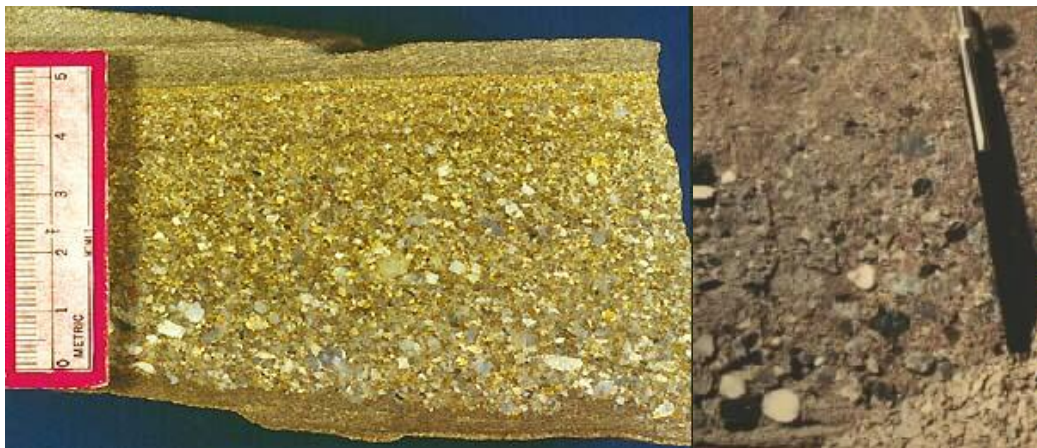


Figura 6.17. Estratificación gradada en dos estratos turbidíticos (Tomadas de INTERNET).

6.4 IMBRICACIÓN

Los cantos o granos de formas planas o alargadas se disponen, en su gran mayoría, de forma imbricada, cuando son transportados por una corriente unidireccional. Se disponen en forma inclinada en dirección contraria a la corriente (Figura 6.18).

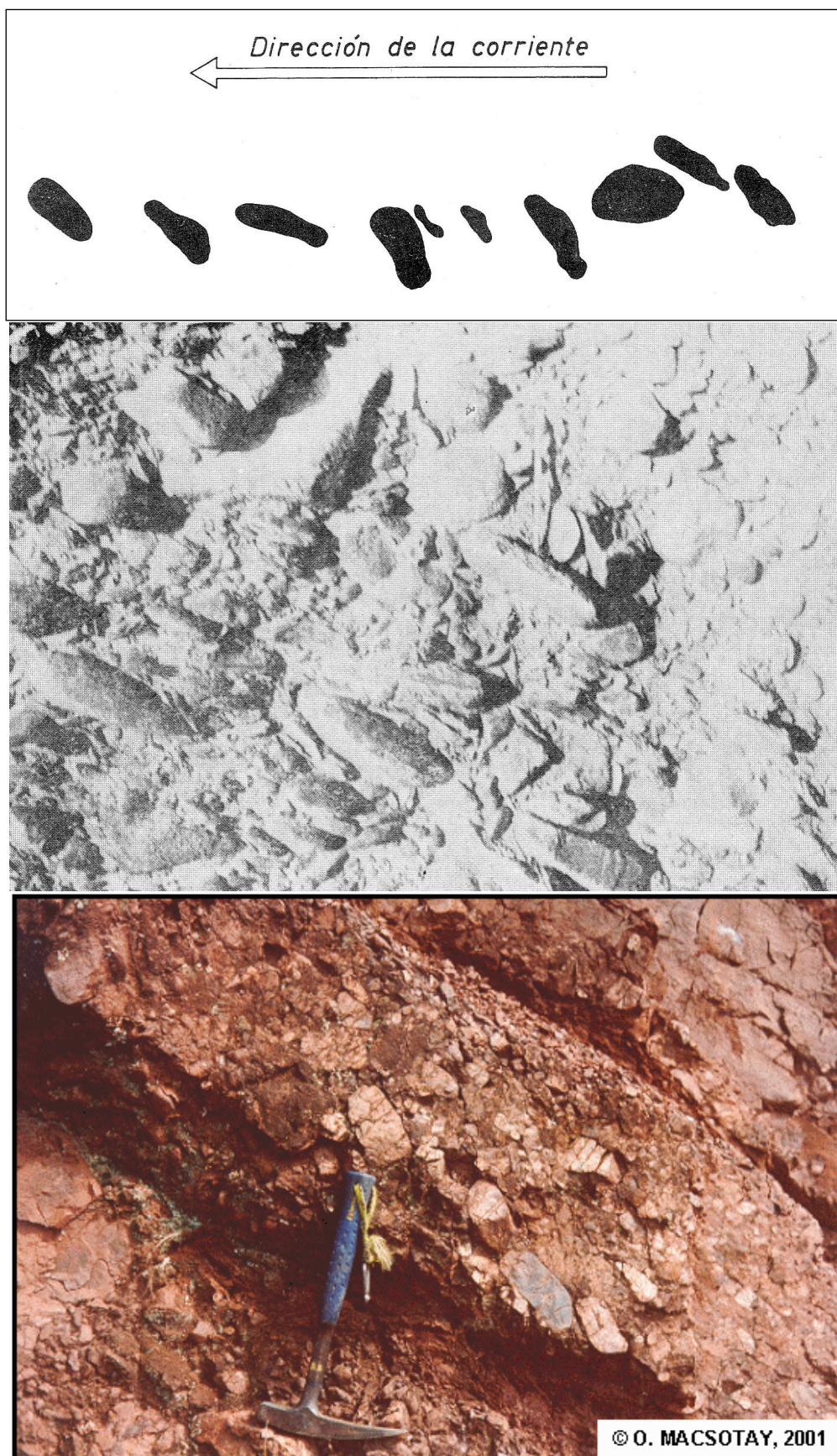


Figura 6.18. Imbricación: Arriba – esquema de la imbricación y dirección de la corriente. En medio – imbricación de cantos en estratos del Mioceno en Menorca. Abajo – imbricación de cantos (Tomados del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977 y de ITERNET).

CAPÍTULO # 7

7 CARACTERES DE LA SUPERFICIE DE ESTRATIFICACIÓN

7.1 INTRODUCCIÓN

Hay un grupo de estructuras que se localizan en el contacto entre los estratos. Unas de ellas quedan fosilizadas en el techo o tope (superficie de estratificación superior) de las capas, por ejemplo la morfología de los ripples y otras en el piso, base o muro (superficie de estratificación inferior) de las mismas. Ambas se pueden utilizar como criterio de polaridad de los estratos.

Las estructuras que se conservan en la base de los estratos corresponden generalmente al **negativo** o **calco (molde)** de una **señal (estructura)** marcada sobre el techo de la capa inmediata subyacente (Figura 7.1). Otras veces, raras, se conserva la señal original.

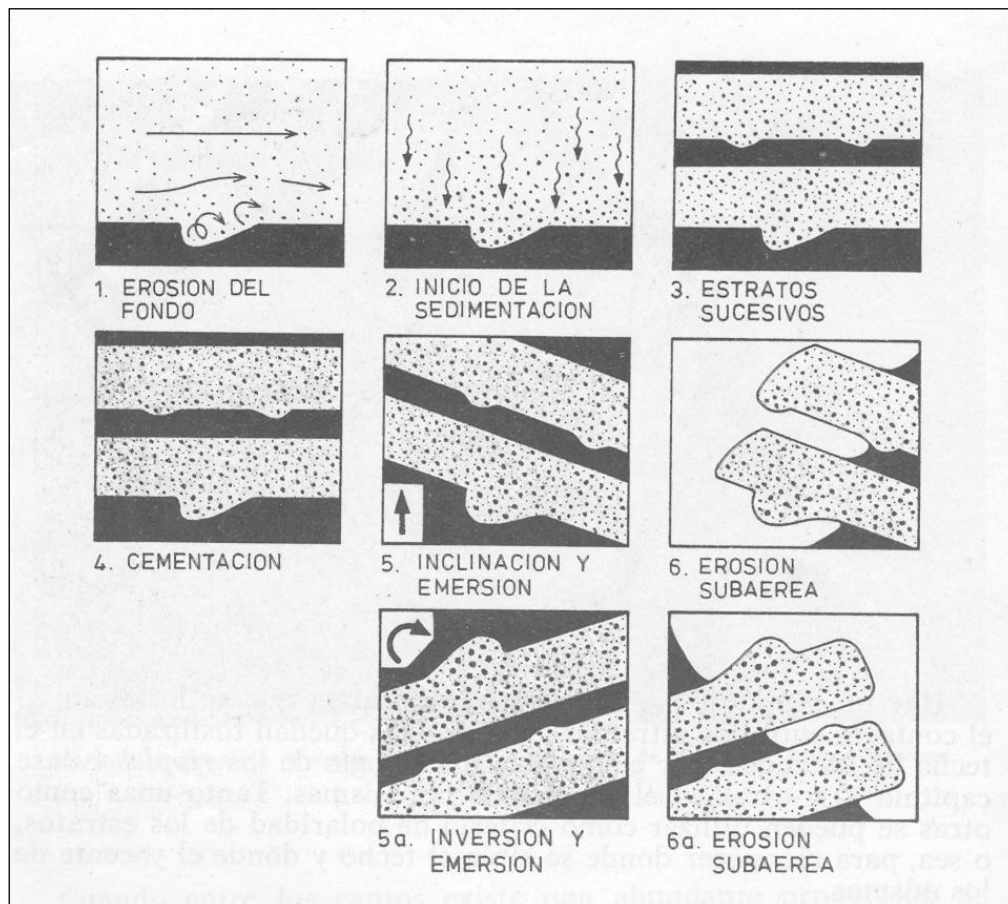


Figura 7.1. Formación y conservación de moldes de estructuras sedimentarias. Según F. Ricci Lucchi, 1970 (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

Entonces, las **estructuras de la superficie de estratificación** se localizan en el contacto entre los estratos, bien en el techo, bien en el piso. Son siempre criterios de polaridad, o sea, sirven para averiguar cuál es el techo y cuál es el piso de un estrato. Las estructuras de piso generalmente son el “calco”,

"negativo" o "molde" de alguna estructura del techo. Generalmente se reconocen tres tipos de estructuras:

- ✓ **Marcas físicas** en el techo.
- ✓ **Marcas de corrientes**, debidas al poder erosivo de éstas.
- ✓ **Marcas postdeposicionales** en el contacto entre dos capas.

7.2 MARCAS FÍSICAS EN EL TECHO

Se incluyen aquí las marcas más frecuentes que se hallan fosilizadas en el techo de una capa. No quiere decir ello que de alguna de estas marcas pueda encontrarse el calco, sobre todo cuando el material que la cubre posee o ha adquirido una cierta consistencia.

7.2.1 Grietas de desecación o Sartenejas (Mud cracks)

Grietas cerradas en polígonos de lados planos o ligeramente curvados y de un número reducido de lados (Figura 7.2). Si se desarrollan incompletamente pueden formar grietas bifurcadas o trifurcadas. El perfil de la grieta es en V y su longitud depende del espesor del material afectado por el agrietamiento.



Figura 7.2. Grietas de desecación o sartenejas actuales (Figuras tomadas de INTERNET).

Se originan en materiales fangoso-arcillosos que se secan en contacto con la atmósfera. Al perder agua por evaporación los minerales de la arcilla, el material se contrae y, por tanto, se agrieta.

Las grietas de desecación sirven como criterio de polaridad y, en parte, como criterio paleoambiental (Figura 7.3), ya que aparecen preferentemente en bordes de lagos, canales abandonados y llanuras de inundación de ríos, y parte superior de las llanuras mareales. Cuando se rellenan de un material suprayacente, se obtiene el calco de estas huellas en el piso del estrato superior.



7.3. Grietas de desecación o sartenejas conservadas en el techo de estratos (Figuras tomadas de INTERNET).

7.2.2 Huellas de gotas de lluvia

Pequeñas depresiones redondeadas formadas sobre un fondo fangoso algo consolidado formadas por el impacto de gotas de lluvia sobre la superficie blanda (Figura 7.4). Generalmente sólo se encuentran fósiles los moldes en el piso del estrato suprayacente. Suelen estar asociadas a grietas de desecación

y otras estructuras subaéreas, por lo que, aparte de criterios de polaridad, indican paleoambientes similares a las de aquéllas.



Figura 7.4. Huellas de gotas de lluvia actuales (Tomada de INTERNET).

7.2.3 Huellas de burbujas

Generalmente formadas en la zona intermareal de las playas al escapar el aire atrapado en el sedimento en forma de burbujas en el agua que los empapa y al estallar éstas en la superficie (Figura 7.5). Pueden formarse también por escape de otros gases ocasionados por la actividad orgánica. Son difícilmente fosilizables.



Figura 7.5. Huellas de burbujas actuales (Tomada de INTERNET).

7.2.4 Huellas de cristales

Sobre un fondo más o menos arcilloso pueden precipitar cristales de yeso o halita que, al disolverse, dejan un hueco que en un medio sedimentario de baja energía pueden rellenarse de un sedimento fino, obteniéndose un calco de la forma cristalina (Figura 7.6). Son criterio de polaridad e indicadores de medio salino, como lagos y lagunas salados y llanuras mareales de clima cálido.



Figura 7.6. Huellas de cristales en el tope de un estrato (Tomada de INTERNET).

En medios continentales someros, como las llanuras de inundación, el agua que empapa la superficie sedimentaria puede congelarse durante la noche o los días de invierno. Entonces las placas de hielo, al fundirse, dejarán su marca en el sedimento blando.

7.2.5 Swash marks (marcas de resaca)

Son ondas con radio hacia el mar, producidas en una línea de costa sobre materiales arenosos finos, y marcadas por la existencia de un cordón con relieve muy pequeño. Se producen por las olas una vez que han efectuado su último rompiente, cuando el agua mansamente invade la playa y se retira hacia el mar (resaca). A veces, en el cordón, se acumulan trozos de madera o de conchas. Sirven para localizar exactamente la línea de costa. Muy raras veces se conservan fosilizadas.

7.2.6 Rill marks (marcas de escurrimiento)

Son trazas de erosión muy estrechas con frecuentes ramificaciones dendríticas y extremidades difuminadas, producidas en el techo de una capa arenosa. Se encuentran en zonas litorales poco profundas, especialmente en la zona intermareal de las playas, y se originan por divagaciones de los hilillos de agua en la base de una corriente (Figura 7.7). Fosilizan raramente.



Figura 7.7. Rill marks o marcas de escurrimiento actuales (Tomada de INTERNET).

7.2.7 Paleocanales

Son estructuras erosivas rellenas y fosilizadas por otros materiales. Son cauces de tamaño muy variable, morfología diversa y relleno variado (arenas, gravas, etc.) (Figura 7.8). Aparecen en medios sedimentarios muy distintos, desde el medio fluvial a los abanicos turbidíticos abisales, pasando por deltas, llanuras de marea, abanicos aluviales, etc. Son criterio de polaridad y, junto con otros criterios, de paleoambiente.



Figura 7.8. Paleocanal correspondiente a un medio fluvial antiguo (Tomado de INTERNET).

7.3 MARCAS DE CORRIENTE

Son las producidas por la erosión de una corriente de agua sobre un fondo más o menos lutítico, excavando surcos de variada forma, o bien producidas por el arrastre o impacto de objetos sobre este tipo de fondos. Unas sirven para

conocer la dirección de la corriente que las originó y otras, mucho más útiles, no solo para la dirección sino también para saber el sentido de la misma.

Dentro de ellas se puede establecer una división según que se trate de surcos, en sentido amplio producidos por una corriente (**scour marks**) o que estas señales hayan sido originadas por el arrastre o impacto de objetos sobre el fondo (**tool marks**).

La clasificación de estas estructuras se halla en la Tabla 7.1, donde se incluyen las más frecuentes en sedimentos antiguos y, por lo tanto, más útiles en geología.

CLASIFICACION DE LAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS PRODUCIDAS POR UNA CORRIENTE				
Marcas de corriente:	Marcas de erosión de la corriente (<i>scour marks</i>)	{	<i>Flute marks.</i>	
			<i>Crescent marks.</i>	
	Marcas labradas por un objeto (<i>tool marks</i>)	{	Marcas continuas	{ <i>Groove marks.</i> <i>Chevron marks.</i>
			Marcas discontinuas	{ <i>Prod marks.</i> <i>Bounce marks.</i>

Tabla 7.1. Clasificación de las estructuras de corriente más frecuentes (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

7.3.1 Scour marks (marcas de erosión)

Son depresiones producidas por la erosión de una corriente sobre un fondo arcilloso o limoso (marca o mark) y luego han sido rellenados por un sedimento de granulometría mayor (arena) obteniéndose el calco o molde de la misma (**cast**); de esta manera, en sedimentos fósiles generalmente se observarán los moldes.

En estas estructuras se puede establecer una subdivisión: un grupo en que los surcos se han abierto en una superficie homogénea arcillosa (**flute marks**) y, otro grupo, en que la causa de la erosión es debida a la existencia de obstáculos sobre el fondo arcilloso (cantos o fósiles) (**crescent marks**). En sedimentos fósiles se observan los calcos o moldes correspondientes: **flute casts** y **crescent casts**.

✓ Flute casts (moldes de flauta o turboglifos)

Surcos discontinuos alargados en dirección de la corriente cuyo perfil longitudinal es asimétrico, ya que la extremidad proximal es redondeada y bien perfilada y la distal tiene un relieve que progresivamente se va atenuando hasta desaparecer (Figura 7.9). Sin embargo, este surco (la marca o "mark") raras veces fosiliza porque se produce en sedimentos lutíticos, fácilmente erosionables. Lo que suele aparecer es el calco o molde (cast) en la base del estrato de arenisca suprayacente, que ha rellenado el hueco dejado por la corriente en el techo del estrato lutítico infrayacente. Existen una gran variedad

de tipos morfológicos (Figura 7.10). Son criterios de polaridad, además de servir para informarnos de la dirección y sentido de la paleocorriente (y, por tanto, paleopendiente), y de las características del medio sedimentario, ya que se suelen asociar a corrientes de turbidez, aunque no son exclusivos de ellas, ya que pueden aparecer allí donde haya una corriente de agua (medio fluvial, canales de marea, etc.) (Figura 7.11).

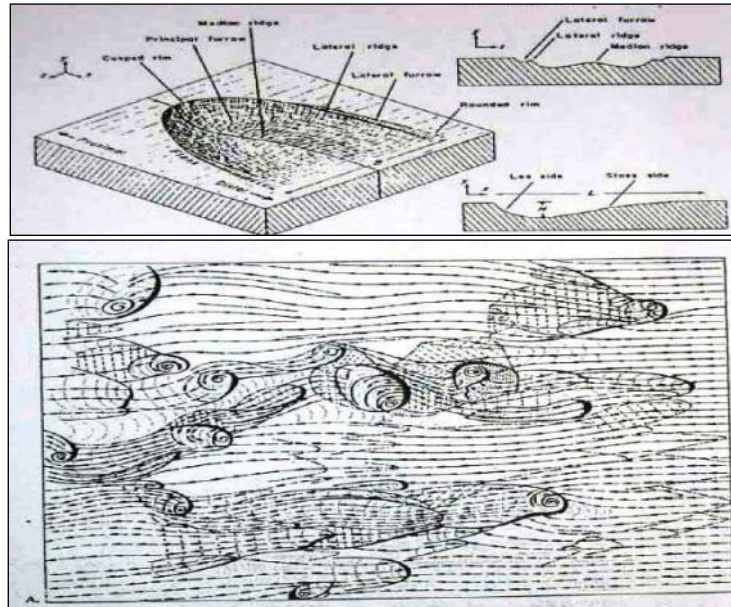


Figura 7.9. Flute marks o marcas de flauta: Arriba – formación de una marca individual en planta y perfil vertical. Abajo – formación de múltiples marcas (Tomadas de INTERNET).

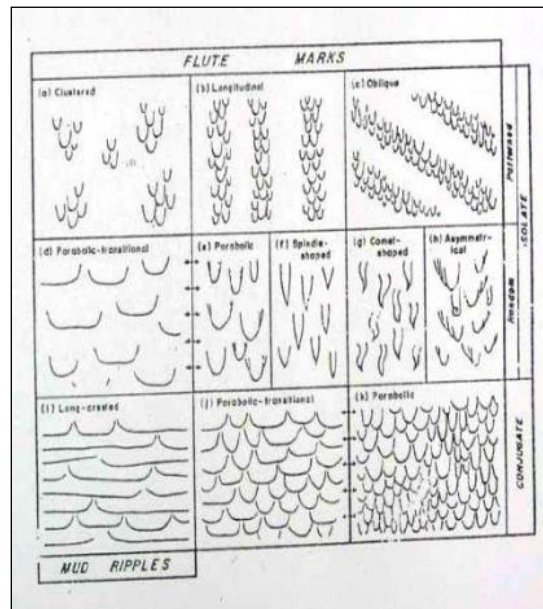


Figura 7.10. Tipos morfológicos de grupos de flute marks o marcas de flauta (Tomada de INTERNET).



Figura 7.11. Flute casts , calcos de flauta o turboglifos que aparecen en la base o piso de estratos de areniscas, se puede observar en las 3 fotos distintas morfologías de los conjuntos que indican polaridad y dirección y sentido de la corriente que los formó (Fotos tomadas de INTERNET).

✓ **Crescent casts (moldes de herradura)**

Son marcas en forma de herradura que se originan por erosión de una corriente sobre fondos arcillosos, cuando existe un objeto sobre estos fondos (un canto rodado, un fósil, etc.) que hace de obstáculo al paso de la corriente (Figura 7.12). La erosión abre un surco previo al obstáculo que le rodea por la parte de donde proviene la corriente, atenuándose hacia el otro lado del obstáculo paralelamente a las líneas principales de flujo. De esta manera adquiere la forma de una herradura. Cuando esta depresión es cubierta, generalmente, por arena, queda fosilizada como un molde. Sirve para determinar la dirección y sentido de la paleocorriente, así como la polaridad de la capa que la posee.

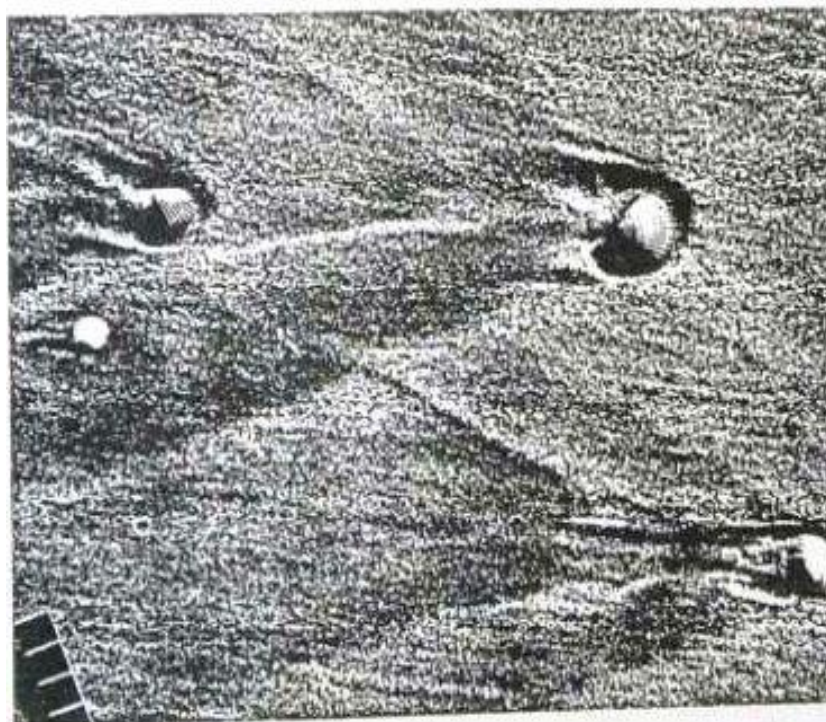
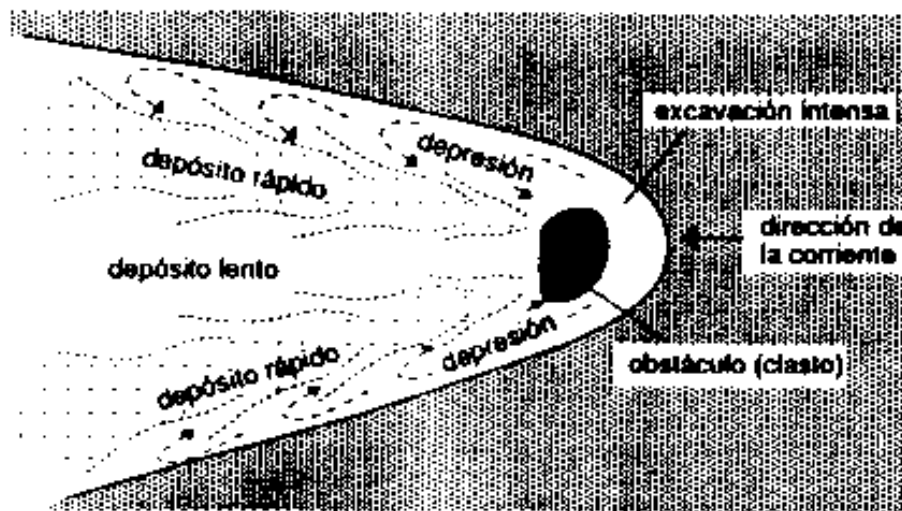


Figura 7.12. Crescent marks o marcas de herradura: Arriba – esquema de formación de una marca. Abajo – marcas formadas sobre un fondo marino teniendo como obstáculos conchas de bivalvos (Esquema y foto tomados de Internet).

7.3.2 Tool marks (marcas de herramienta o marcas labradas por objetos)

El arrastre o impacto de partículas (sin tener en cuenta el tamaño de las mismas) producidos sobre un fondo arcilloso, originan surcos de distinta morfología. Estos surcos son más o menos largos, según se trate del arrastre de un objeto por el fondo o bien del impacto o impacto y rebote de las partículas (Figura 7.13). Estas irregularidades (tool marks) quedan impresas en los sedimentos, con granulometría mayor, depositados más tarde, por lo tanto en la base de la nueva capa a manera de calco o molde. Son estos moldes (casts) los que se conservan en los sedimentos antiguos. Son muy comunes en ambientes turbidíticos.

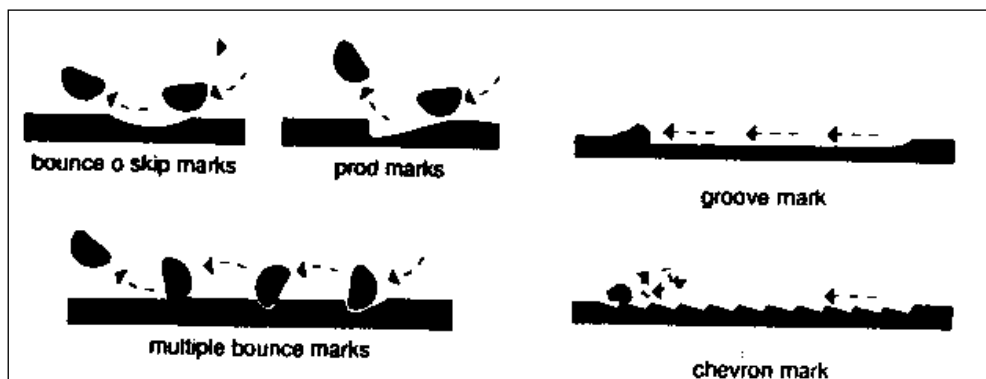


Figura 7.13. Génesis de distintos tipos de tool marks o marcas de herramienta con sus respectivos nombres (Tomada de INTERNET).

Según la naturaleza genética de los surcos pueden dividirse en **estructuras continuas (groove cast y chevron cast)** y en **estructuras discontinuas (prod cast y bounce cast)**.

✓ Groove casts (moldes de surcos, canales o estrías)

Es una estructura de corriente no formada directamente por ésta, sino por objetos arrastrados por la misma que impactan en la superficie del sedimento blando. Los groove son surcos de forma alargada, frecuentemente semicilíndrica y estriada en dirección longitudinal. Cuando se hallan asociadas, unas veces las estrías son paralelas y otras forman cierto ángulo entre sí. Se originan por arrastre de un objeto compacto sobre el techo de un estrato lutítico no consolidado. Estos objetos (cantos, fósiles, etc.) pueden quedar hundidos al final del groove o desaparecer al rebotar (Figura 7.14).

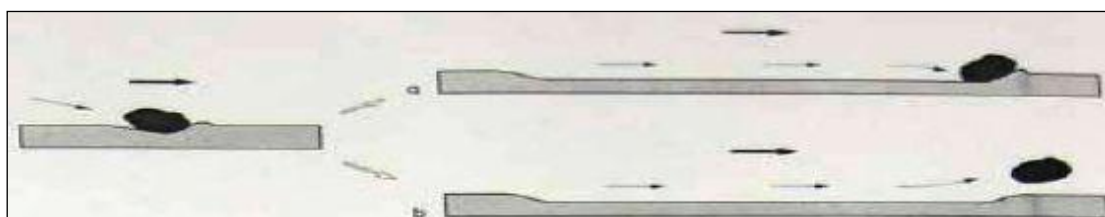


Figura 7.14. Esquema que muestra la formación de las groove marks o marcas de surcos: Izquierda – inicio de la formación del surco. Derecha arriba – el objeto queda al final del surco. Derecha abajo – el objeto escapa después de formar el surco (Tomada de INTERNET).

Como en los otros casos, es un criterio de polaridad y de paleocorriente (dirección y, si se conserva el objeto, también sentido), y es más frecuente encontrar el molde (cast) en el piso del estrato suprayacente que la marca (mark) en el techo del infrayacente. Son muy frecuentes, aunque no exclusivos, de las series turbidíticas. Si estas estructuras son de reducidas dimensiones (del orden de mm) se denominan "estrías" (Figura 7.15).



Figura 7.15. Groove casts o moldes de surcos: Arriba a la izquierda – moldes de canales o surcos en la base de un estrato de arenisca. Arriba a la derecha – moldes de surcos y estrías en la base de un estrato de arenisca. Abajo – moldes de estrías en la base de un estrato de arenisca (Fotos tomadas de INTERNET).

✓ **Chevron casts (moldes de chevron)**

Corresponde al molde de una serie alineada de surcos en punta de flecha (con las puntas dirigidas en el sentido de la corriente) que, en conjunto, asemeja una espina de pez. Se origina por el arrastre de un objeto sobre un fondo lutítico poco consolidado. Según sea la plasticidad del material del fondo se puede formar un groove o un chevron. Sirve para la determinación de la polaridad de una capa, y la dirección y sentido de la paleocorriente (Figura 7.16). Se encuentran predominantemente en series turbidíticas.

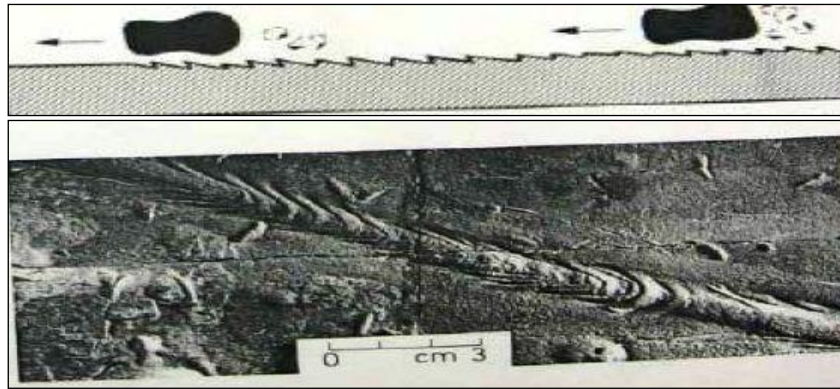


Figura 7.16. Chevron marks y chevron casts: Arriba – formación de una marca en chevron. Abajo – molde en chevron en la base de un estrato de arenisca, las puntas de flecha indican el sentido de la corriente formativa (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

✓ Prod casts y bounce casts

Se producen por impacto y posterior rebote de un objeto arrastrado por una corriente sobre un fondo lutítico. Los Prods son asimétricos (pudiendo quedar el objeto clavado en el fondo arcilloso y conservarse su molde) y el segundo es prácticamente simétrico, y no se conserva el objeto puesto que rebota. Los Prods indican dirección y sentido de la corriente, pero los Bounce sólo dirección. Ambos son criterios de polaridad y muy frecuentes en las series turbidíticas, asociados a Flute, Groove y otras estructuras (Figura 7.17).

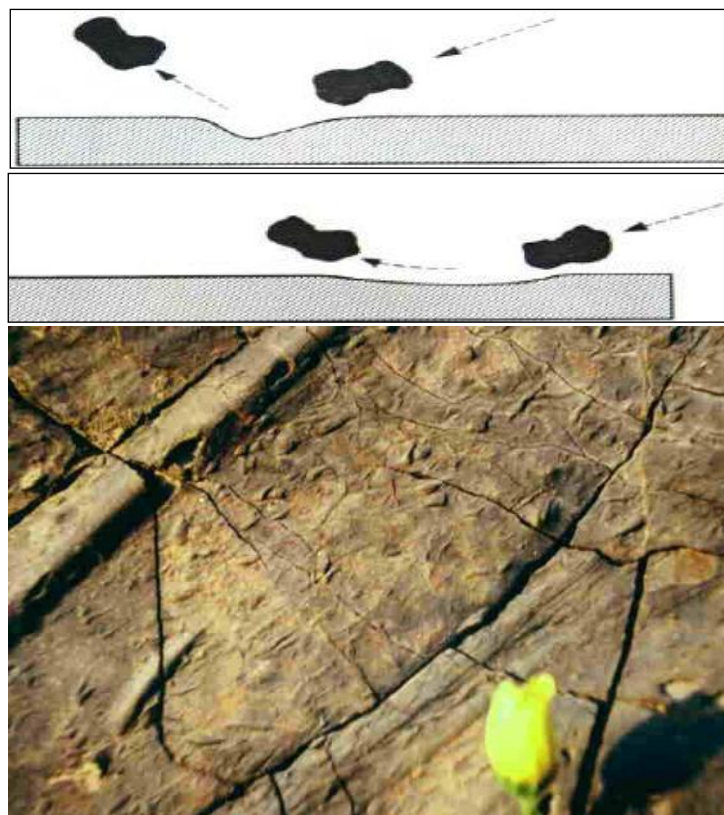


Figura 7.17. Prod y Bounce marks y casts: Arriba – formación de prod mark. En medio – formación de bounce mark. Abajo – moldes de prod, bounce y groove en la base de un estrato de arenisca (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

7.4 MARCAS POSTDEPOSICIONALES (HARD GROUNDS Y SUPERFICIES COSTRIFICADAS)

Un **hard ground**, según ideas de Kennedy & Jugnet (1974), es el término final de un complicado proceso con una serie de estadios intermedios, cada uno de los cuales puede hallarse representado en la naturaleza. Según estos autores a la formación de un hard ground se llega al final de varias etapas.

Estas superficies quedan aún más resaltadas por la existencia de productos de erosión ajenos a los materiales del fondo, por restos de fauna o bien por producirse una mineralización de esta superficie, por ejemplo, una glauconitización o fosfatización. Una posterior sedimentación las cubre y fosiliza.

Generalmente este tipo de superficies poseen una forma irregular y pueden seguirse en las series durante centenares de km. Representan, a veces, hiatos importantes dentro de las series estratigráficas.

CAPÍTULO # 8

8 ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN

8.1 INTRODUCCIÓN

Las estructuras de deformación se originan por procesos no tectónicos postsedimentarios (después del depósito de los sedimentos), ya que actúan en las primeras etapas de compactación del depósito. Su génesis se debe a la acción de movimientos ocasionados por la gravedad (carga, deslizamiento, arrastre, etc.) y, en numerosos casos, por la fluidificación o licuefacción de los materiales, y a la acción del agua al escapar de los sedimentos durante la compactación. Se forman así repliegues, fracturas, brechificación e inyección, que producen deformación y destrucción, parcial o total, de la estratificación o laminación inicial. No se incluyen aquí, no obstante, las estructuras debidas a la acción destructiva de los organismos, que se clasifican como estructuras orgánicas.

La génesis de las estructuras de deformación ha sido en parte reconstruida en el laboratorio y, en otros casos, observadas en la naturaleza en sus etapas principales. Ello permite establecer una clasificación genética, a su vez basada en la geometría de las estructuras. Los principales tipos son:

- ✓ **Estructuras de carga (load casts o load structures).**
- ✓ **Estructuras almohadilladas.**
- ✓ **Laminación convoluta (convolute lamination).**
- ✓ **Estructuras de inyección o intrusión.**
- ✓ **Estructuras slumps y contorsionadas.**
- ✓ **Cantos de arcilla armados.**

8.2 ESTRUCTURAS DE CARGA

Las **estructuras** o **huellas de carga** ("Load cast", "Load structures") son protuberancias irregulares que sobresalen del piso del estrato, especialmente en areniscas (Figura 8.1). Siempre este nivel de areniscas suprayacente es más denso y duro que el nivel infrayacente, generalmente arcilloso, limoso o margoso.

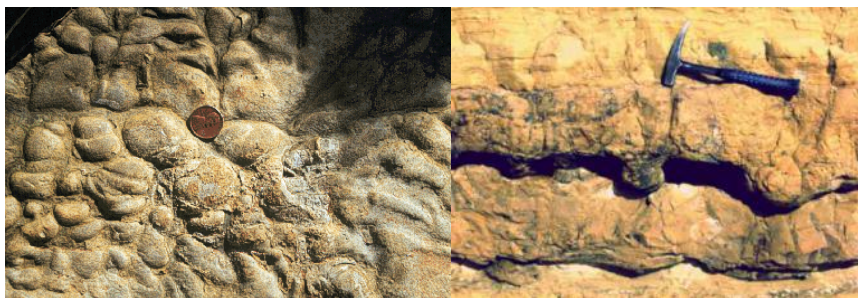


Figura 8.1. Estructuras de carga: A la izquierda – vista de planta, en la base de un estrato de arenisca. A la derecha – vista lateral, en el contacto entre estratos (Tomadas de INTERNET).

El tamaño de las estructuras oscila entre pocos milímetros y varios decímetros; su abundancia es variable, pueden estar aisladas o en grupos apretados. La forma es de protuberancias bulboides. Son criterio de polaridad. Su génesis está en relación con el depósito de sedimentos densos sobre otros que no lo son, siendo la diferencia de viscosidad entre ambos estratos un factor igualmente importante. Si la viscosidad es similar las deformaciones son simétricas, si hay mucha diferencia de viscosidad los materiales lutíticos se deforman a modo de crestas agudas que se elevan como llamas (**estructuras en llama** o “**flame structures**”) y penetran en el nivel arenoso (Figura 8.2).

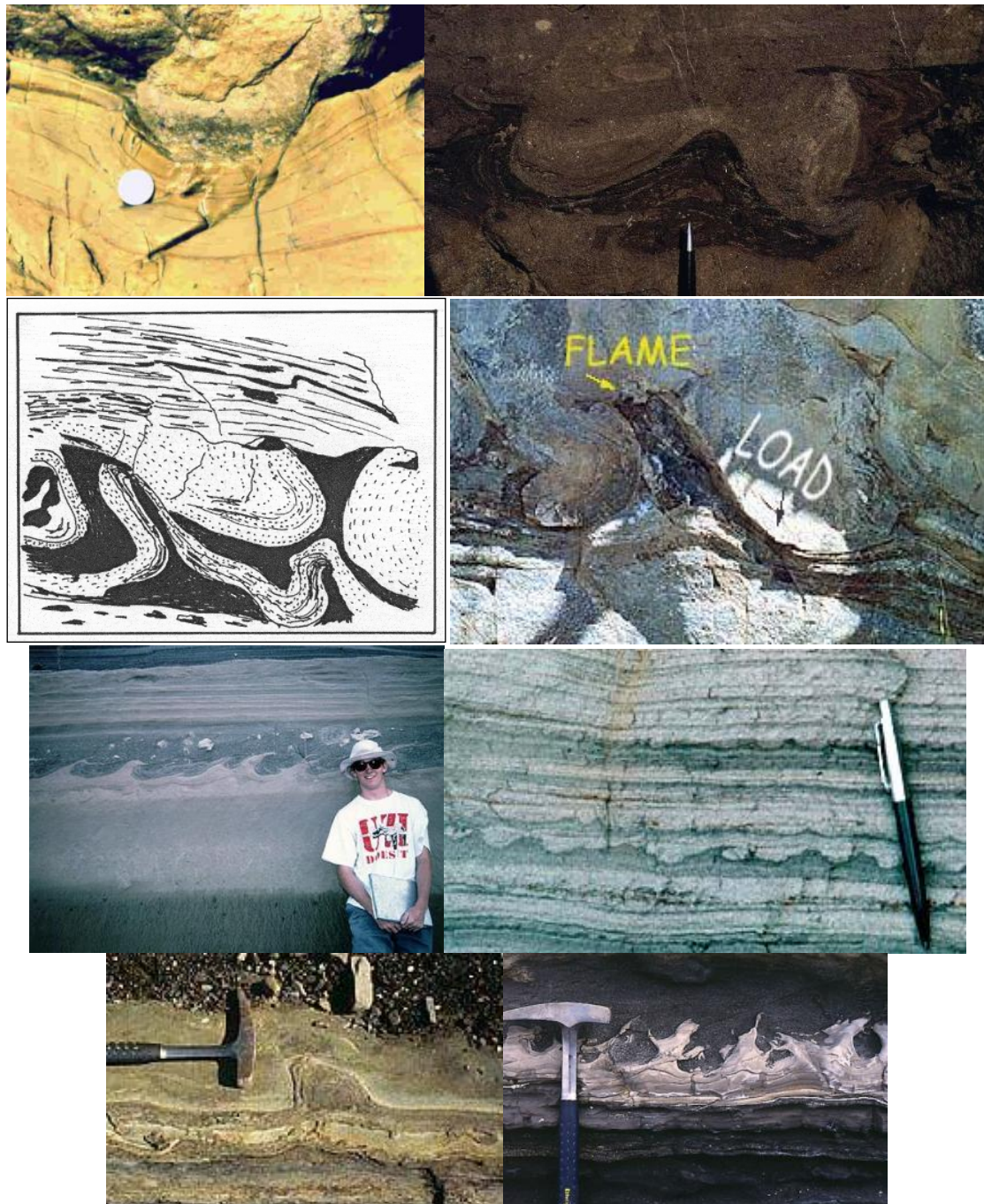


Figura 8.2. Estructuras de carga: Primera línea – deformaciones en la base de estratos. Segunda fila – indicación de estructuras de carga y en llama. Tercera y cuarta filas – estructuras en llama (Fotos tomadas de INTERNET).

Existen mecanismos que pueden iniciar la deformación: a) relleno de marcas de corrientes, b) ripples asimétricos y c) movimientos sísmicos, tormentas, etc. En todos los casos, una vez iniciada la estructura, la fluidificación o licuefacción de los estratos tiene gran importancia. Por último, las deformaciones de carga pueden deberse también exclusivamente a d) fenómenos de consolidación y escape de agua, incluso superponiéndose a las causas anteriores (Figura 8.3).

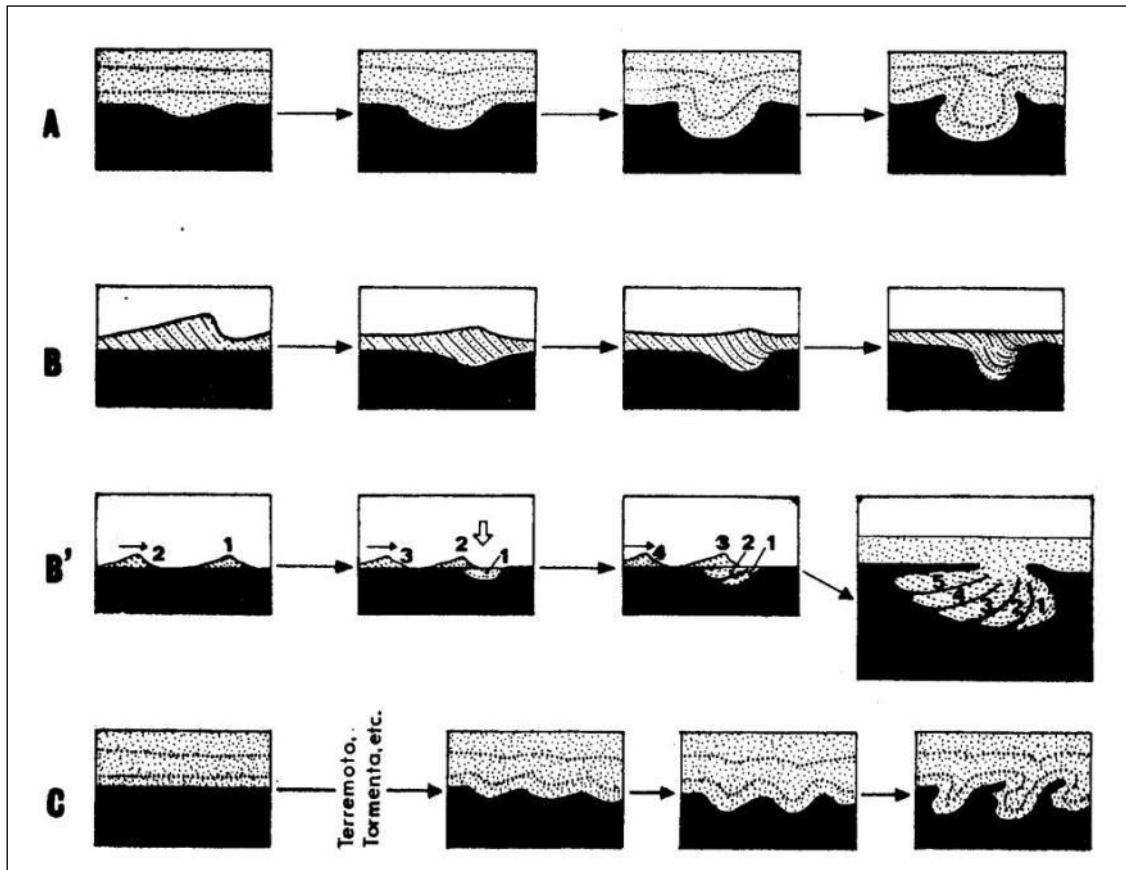


Figura 8.3. Diversos modelos genéticos de deformaciones de carga: A – debido a la deformación de una marca de corriente. B – por la presencia de ripples asimétricos. B' – caso especial del anterior, por ripples aislados. C – por fluidificación como consecuencia de un fenómeno brusco (terremoto, tormenta, etc.). (Figura tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

8.3 ESTRUCTURAS ALMOHADILLADAS

Genéticamente son semejantes a las estructuras de carga, si bien en las estructuras almohadilladas hay ruptura de los estratos, formándose "pseudonódulos" que tienen forma variable, sobre todo planas o cóncavas hacia el techo y convexas hacia la parte inferior, oscilando su diámetro mayor de centímetros a una decena de metros. Se suelen presentar en series arenisco-lutíticas, en las que las almohadillas son de areniscas (Figura 8.4). Más raramente se dan en series carbonatadas y entonces las almohadillas o pseudonódulos son de calizas detríticas. En ambos casos las almohadillas quedan rodeadas parcial o totalmente por el estrato infrayacente. La laminación de las areniscas o calizas se adapta a la forma del nódulo, en especial a su parte convexa.

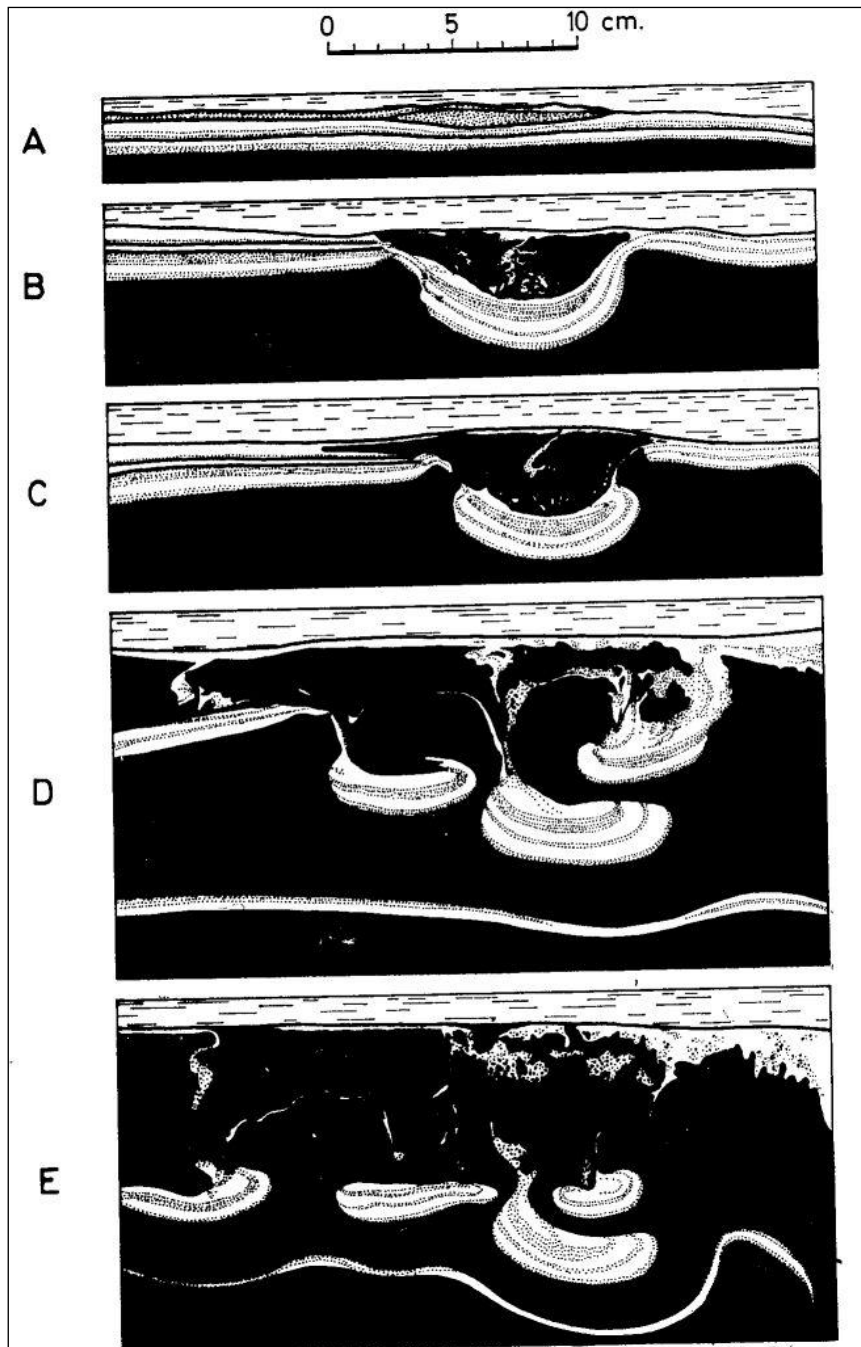


Figura 8.4. Reconstrucción en el laboratorio de la deformación de las estructuras almohadilladas por Kuenen (1958): A, B, C, D y E son las diversas etapas sucesivas (Figura tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

El inicio de estas estructuras parece deberse a la acción de sobrecargas locales debidas a un depósito no homogéneo, siendo probablemente el factor desencadenante un movimiento sísmico, ya que el lodo lutítico saturado en agua se fluidifica al ser agitado y permite el movimiento de masas en su interior. Las estructuras almohadilladas son criterio de polaridad (Figura 8.5).

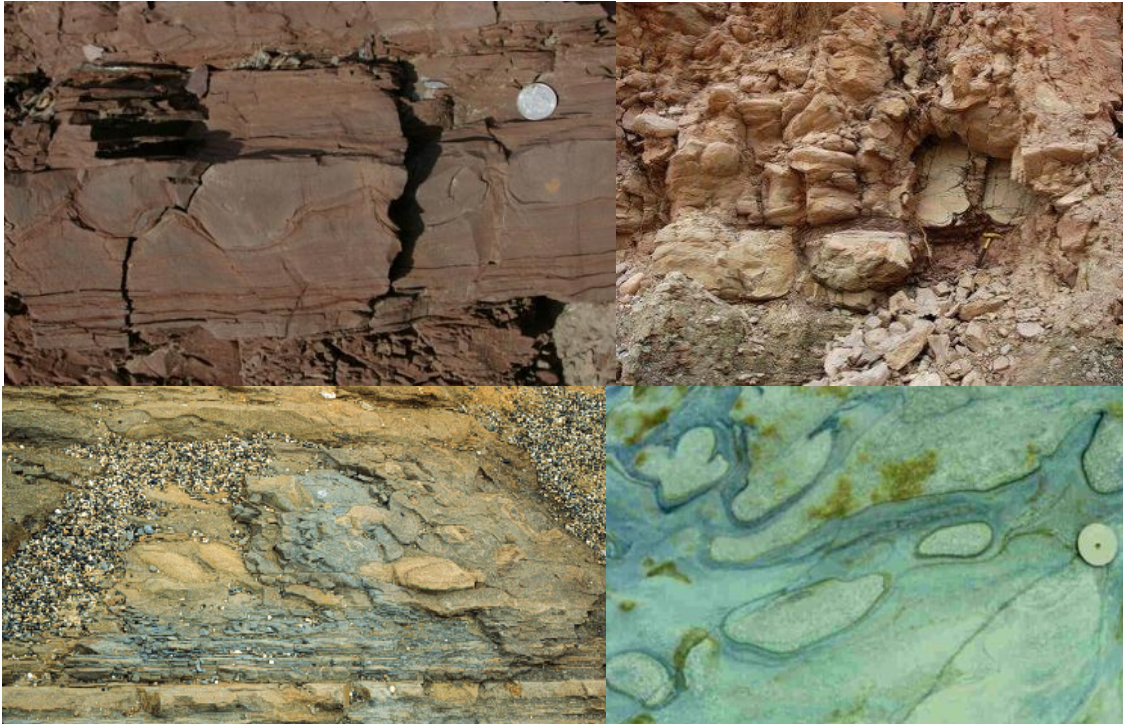


Figura 8.5. Estructuras almohadilladas en diferentes series estratigráficas (Fotos tomadas de INTERNET).

8.4 LAMINACIÓN CONVOLUTA

Disposición en láminas contorsionadas y replegadas dentro de un estrato. También se puede denominar "Laminación contorsionada" o "Convolute lamination". Se presenta en niveles areniscos de grano fino o muy fino (1/4 a 1/16 mm). Son pequeños pliegues cuyos planos pueden ser perpendiculares u oblicuos a la estratificación, en este último caso pueden presentar orientación preferencial. Dentro de un mismo estrato la deformación crece hacia la parte superior (Figura 8.6).

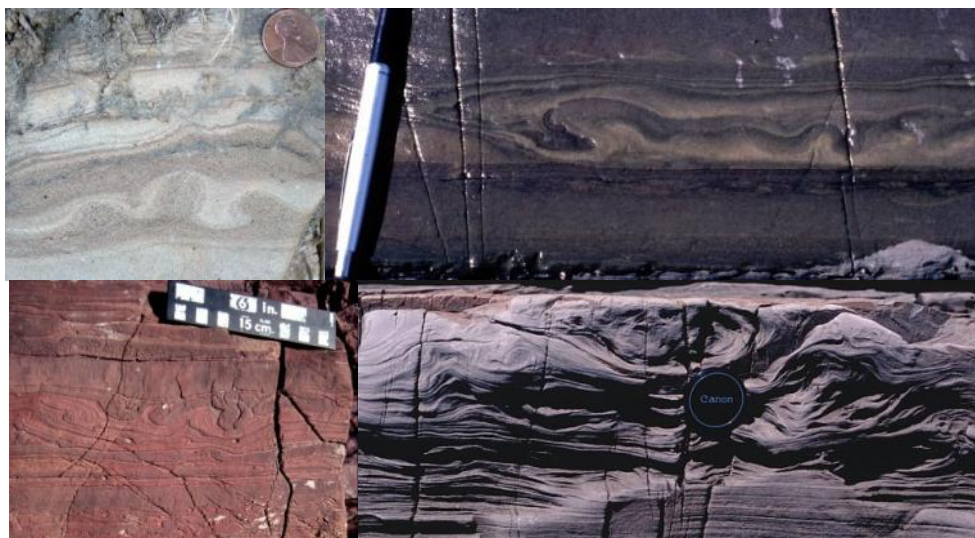


Figura 8.6. Laminaciones convolutas (Fotos tomadas de INTERNET).

Resulta de una estructura anterior de laminación horizontal o cruzada que se ha deformado por deslizamientos de sedimentos plásticos y deformaciones de carga simultáneas al depósito. En ambos casos es fundamental la fluidificación o licuefacción del sedimento, que puede darse en varias etapas durante el depósito. Parece que también el escape de agua es importante. La laminación convoluta es muy frecuente en las turbiditas y también existe en sedimentos de llanuras de mareas, fluviales y de llanuras deltaicas. Es criterio de polaridad.

8.5 ESTRUCTURAS DE INYECCIÓN O INTRUSIÓN

Variado conjunto de estructuras en areniscas, en el interior o en la superficie de los estratos y con geometrías diferentes. Se distinguen tres tipos principales:

✓ Diques y filones de arenisca (Diques clásticos)

Cuerpos de areniscas de forma irregular que cortan estratos en lutitas y margas (Figura 8.7). En general están unidos a niveles areniscosos infrayacentes. Tienen varios cm o dm de ancho, pero pueden cortar espesores de decenas de metros. Se deben a la inyección de arenas de grano fino y muy fino antes de la compactación del sedimento, por licuefacción iniciada por un terremoto o un deslizamiento. En estas condiciones, la arena se hace plástica y puede inyectarse en los materiales adyacentes tanto hacia arriba como hacia abajo. Son frecuentes en facies **Flysch**.

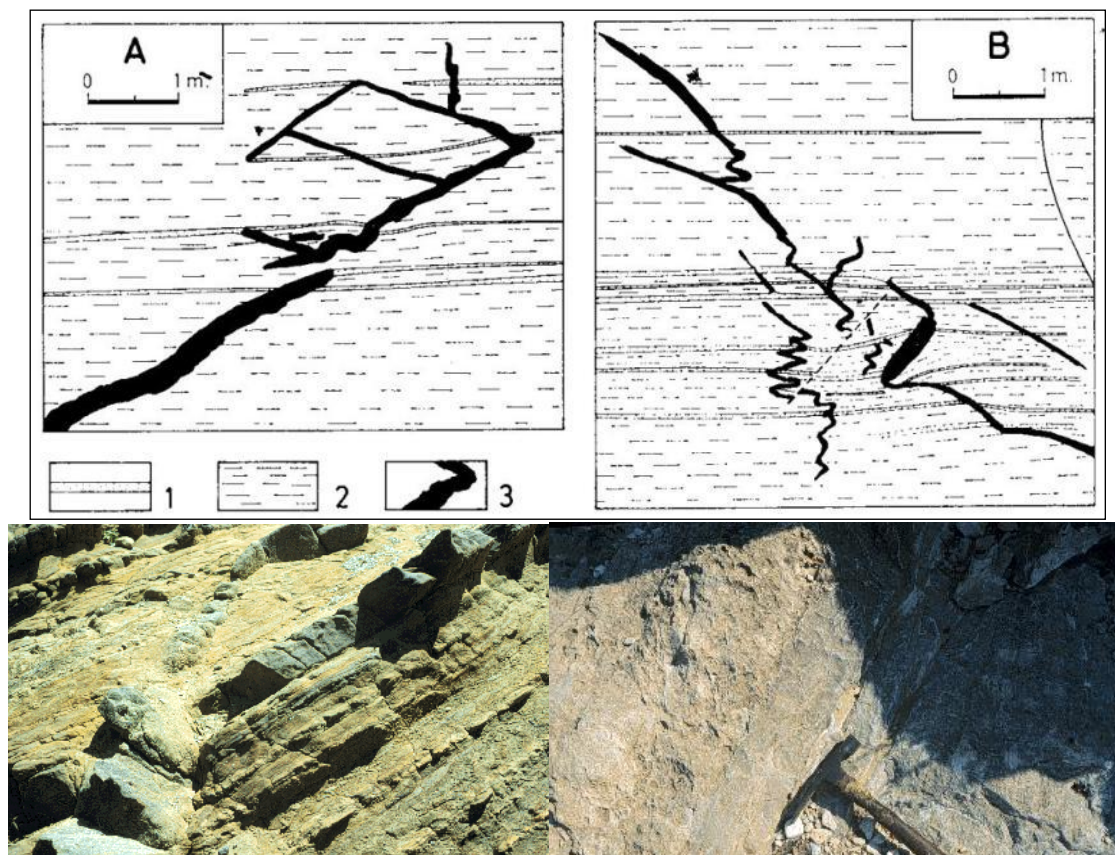


Figura 8.7. Diques y filones de arenisca: Arriba – génesis de los diques clásticos, según Andrieux (1967): 1. Areniscas, 2. Lutitas, 3. Diques. Abajo – diques en series estratigráficas (ilustraciones tomadas del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977, y de INTERNET).

✓ **Volcanes de arena**

Estructuras de la superficie de estratificación, semejantes a un cono volcánico de 2 a 10 cm de diámetro y menos de 1.5 cm de altura. Se forman cuando el material de un dique o filón de arena llega a la superficie continental o del fondo marino y se derrama (Figura 8.8).

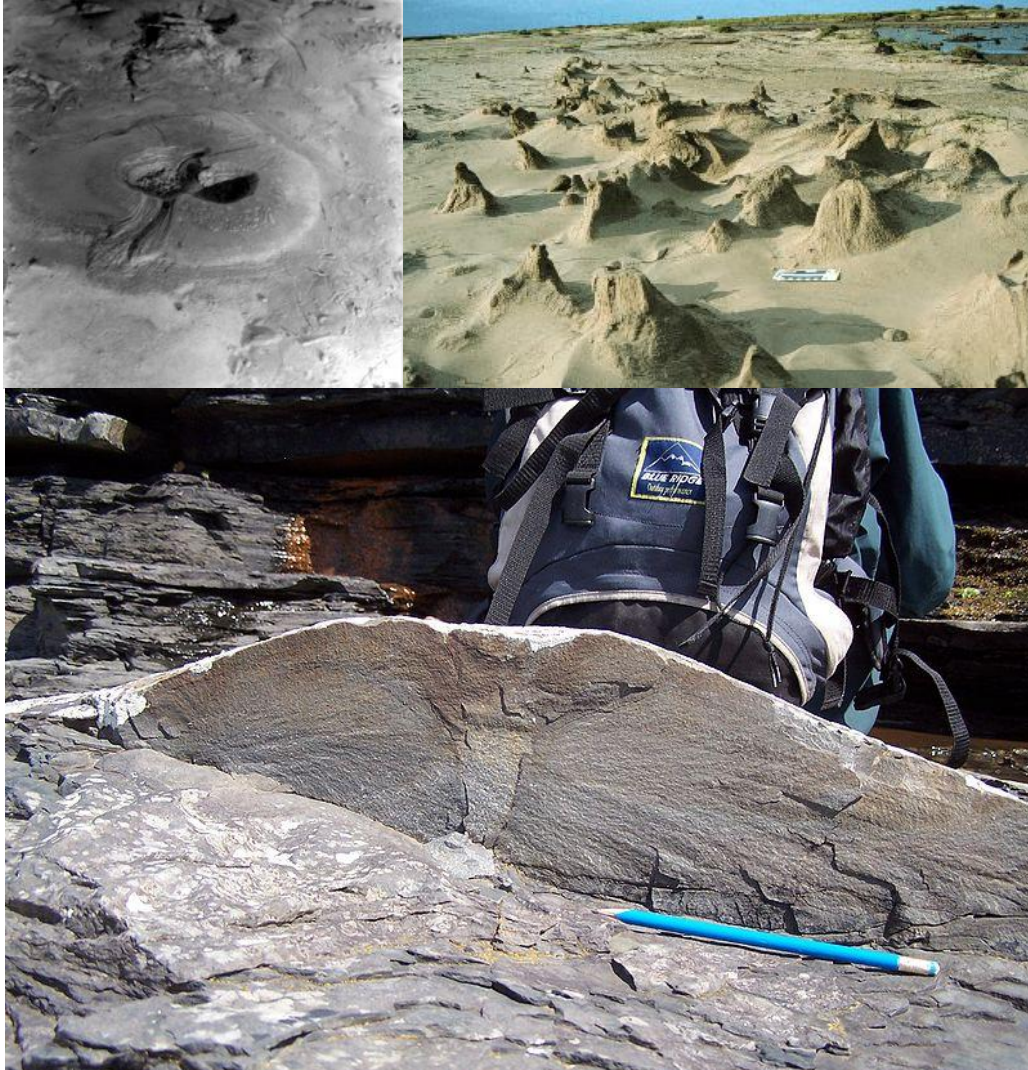


Figura 8.8. Volcanes de arena: Arriba – volcanes de arena recientes, debido a licuefacción de arena por eventos sísmicos. Abajo – volcán de arenisca en una serie estratigráfica (Fotos tomadas de INTERNET).

✓ **Polígonos de arena y pseudo sartenejas**

Estructuras igualmente de la superficie de estratificación, formadas por un conjunto de polígonos más o menos irregulares, cuyas dimensiones van de pocos centímetros a un metro. Son niveles de arenas que se pueden licuar y que están recubiertos por un nivel lutítico poco potente. Una sacudida sísmica produce la licuefacción de la arena y ésta tiende a ocupar mayor superficie, mientras que el nivel superior responde agrietándose; la arena asciende entonces por dichas grietas y forma los polígonos.

8.6 ESTRUCTURAS SLUMPS Y CONTORSIONADAS

Estratos plegados y a veces fracturados por deformaciones penecontemporáneas a la sedimentación, debidas al deslizamiento subacuático de una masa de estratos previamente depositados. Se dan en series rítmicas de alternancia areniscas-lutitas o calizas-margas, en los que los niveles tienen distinta coherencia. Los estratos deformados aparecen intercalados entre estratos horizontales originariamente, que decapitan las partes superiores de los pliegues. El espesor de los **slumps** va de decímetros a varias decenas de metros (Figura 8.9).

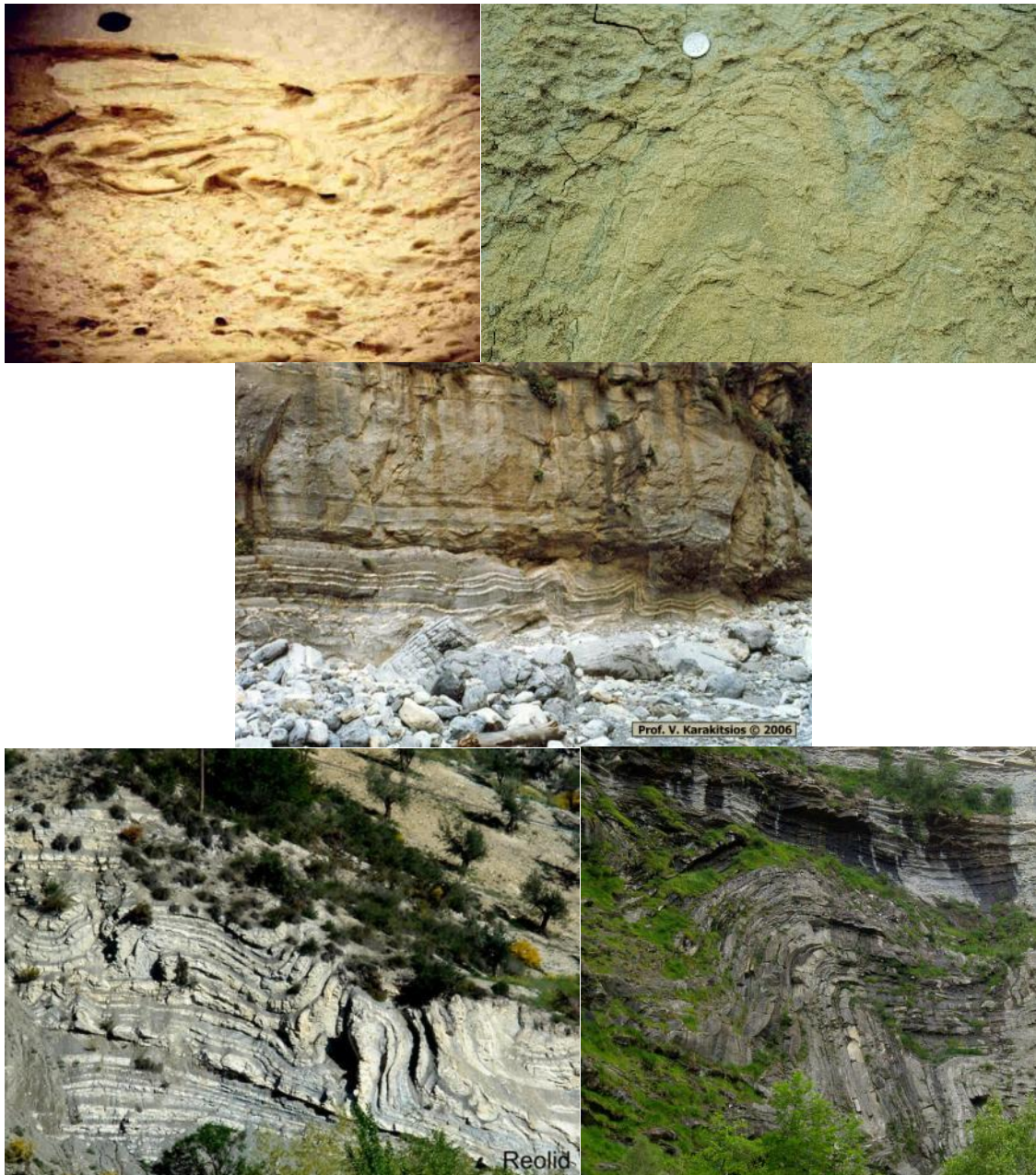


Figura 8.9. Estructuras Slumps: Arriba – slumps centimétricos y decimétricos. En medio – slumps métricos. Abajo – slumps decamétricos (Fotos tomadas de INTERNET).

Se originan cuando un movimiento sísmico desestabiliza la masa de estratos mediante su licuefacción y éstos tienden a deslizarse por la pendiente (1° a 4°). Una vez iniciado el deslizamiento las capas tienden a plegarse y fracturarse con geometrías que indican claramente el sentido del deslizamiento y, por tanto, de la pendiente. Con el tiempo, los pliegues pueden erosionarse en su parte superior y sobre ellos se depositará un conjunto de estratos horizontales discordantes.

Los slumps se forman en el talud y el glacis continental. Son criterio de polaridad y paleopendiente.

Si el deslizamiento de un slump es más fuerte o más largo se rompe la continuidad de los estratos y así los niveles más duros aparecen embalados por los más blandos. Cuando el transporte es mayor, la fracturación es tal que se forman las **ruditas intraformacionales**. Puesto que los cantos así formados son angulosos, se habla de **brechas intraformacionales** (Figura 8.10).



Figura 8.10. Brechas intraformacionales: A la izquierda – brechas intraformacionales en afloramientos de la Formación Socorro en los acantilados de la playa entre Ancón y Anconcito. A la derecha – ruditas intraformacionales en fangolitas (Fotos tomadas en salida de práctica de campo de Geología General, 2005, y de INTERNET).

8.7 CANTOS DE ARCILLA ARMADOS

Estas estructuras implican la destrucción previa de un estrato para su formación. Sin embargo, es necesario indicar que son muy diferentes a las anteriores, ya que su formación se puede hacer en edades muy posteriores a la del material que se destruye.

Son esferas y elipsoides de arcillas que están envueltos de una superficie de pequeños cantos superficiales que forman una especie de “armadura” que protege al canto (Figura 8.11).

Su tamaño es variable ($d = \text{cm} - \text{m}$) y su génesis comprende las siguientes etapas:

- ✓ Deslizamiento de materiales arcillosos que pueden ser transportados por una corriente acuosa.

- ✓ Formación de un canto blando que al rodar va alcanzando un elevado redondeo y esfericidad con incrustación de partículas sólidas que forman la armadura.
- ✓ Destrucción eventual por choque o caída. Si no se destruye fosiliza.



Figura 8.11. Cantos de arcilla armados actuales. Rambla del Ovel. Depresión de Guadix (Figura tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al. 1977).

Se forman en diferentes medios sedimentarios: fluviales, costeros, llanuras de inundación y lacustres someros. Los fluviales pueden alcanzar alta esfericidad y los de llanuras de marea y lacustres son de forma elipsoidal. Son muy escasos en medios antiguos.

CAPÍTULO # 9

9 ESTRUCTURAS ORGÁNICAS

9.1 INTRODUCCIÓN

Existe, en las rocas sedimentarias, una gran variedad de estructuras producidas por la actividad de organismos. Aunque cualquier ser viviente es capaz de originar una estructura, son los organismos marinos los causantes de mayor número de ellas.

Dentro de estos organismos se pueden diferenciar 2 grupos. El primero está constituido por aquellos cuya actividad dará lugar a la formación de un sedimento: **organismos constructores de rocas**. El segundo requiere la presencia de un sedimento preexistente, cuya estructura original será modificada o incluso destruida por la acción biogénica; los organismos de este grupo producirán las estructuras denominadas: **pistas (huellas), galerías (“burrows”) y perforaciones**. A la acción producida por organismos en este segundo grupo, también se le denomina de forma general, como **bioturbación**.

9.2 ORGANISMOS CONSTRUCTORES DE ROCAS

Corresponden a este tipo, por una parte, aquellos organismos con esqueleto calcáreo, que viven en colonias y que pueden construir grandes edificaciones, tales como los arrecifes. Entre ellos se encuentran los corales, rudistas, estromatóporidos, etc.

Por otra parte, se encuentran aquellos seres cuya actividad vital provoca la precipitación de carbonato, los que atrapan sedimentos finos o bien los que realizan ambas funciones. Sus construcciones nunca tienen la envergadura que presentan las debidas a los organismos del grupo anterior. Las **mallas de algas** y los **estromatolitos** son las estructuras más importantes producidas por este segundo grupo de seres.

9.2.1 Mallas de algas

Están constituidas por un entramado de filamentos de algas verdes y azul-verdes, que recubren diversos tipos de sustratos. Se desarrollan siempre en zonas someras, tanto en aguas dulces como marinas (Figura 9.1).



Figura 9.1. Vistas de mallas de algas en zonas someras marinas (Tomadas de INTERNET).

Normalmente estas mallas presentan una superficie gelatinosa a la que pueden quedar adheridos sedimentos de grano generalmente fino. Una vez que la malla o mata queda cubierta por sedimento, los filamentos crecen hacia arriba originando una nueva mata. La repetición de este proceso da lugar a un sedimento caracterizado por una fina laminación.

En los sedimentos antiguos marinos las mallas o matas más frecuentes son las que se originaron en zonas intermareales, siendo además más comunes aquellas caracterizadas por una superficie lisa. El espesor de estas mallas es variable, siendo función del tipo y naturaleza del sedimento que en ellas interviene y de la frecuencia de las inmersiones. Si se desarrollan en la parte más alta de la zona intermareal pueden estar afectadas por grietas de contracción, debidas a fenómenos de desecación; por el contrario, las que se forman cerca del límite con la zona sublitoral no suelen presentar estos rasgos, debido al menor tiempo de exposición.

Si el sustrato sobre el que se forma una mata de algas presenta alguna irregularidad en el relieve la lámina de algas tiende a exagerarla, haciéndose más gruesa sobre las partes más elevadas.

9.2.2 Estromatolitos

Son estructuras análogas a las mallas de algas en cuanto a su génesis, pero a diferencia de ellas presentan estructuras laminares onduladas y de relieve notable con formas diversas: tabulares, columnares, irregulares, etc (Figura 9.2). Las láminas aumentan de espesor hacia la parte superior de la estructura. Se forman cuando el sedimento fino es atrapado por las mallas de algas cianofíceas marinas de textura gelatinosa. Cuando las cianofíceas se cubren completamente de sedimento, crecen nuevos filamentos por encima generando una nueva malla que terminará cubierta nuevamente por sedimentos y así sucesivamente.

Tienen gran importancia en interpretación de ambientes sedimentarios, ya que en todos los casos son características del medio litoral y además indican una buena zonación en relación con la energía del medio y la batimetría y son criterio de polaridad del estrato (Figura 9.3).



Figura 9.2. Estromatolitos columnares actuales (Fotos tomadas de INTERNET).

Se distinguen diversos tipos en función de su morfología y significado (Preiss, 1976). Aunque pueden aparecer en otros sedimentos, la mayor parte se relaciona con carbonatos de tamaño limo arcilla. La morfología permite distinguir varios tipos, a partir de Logan et al (1964) (Figura 9.4). En general las formas espaciadas lateralmente corresponden a medios sedimentarios de muy baja energía, mientras que las formas apiladas en la vertical y esferoidales corresponden a ambientes con niveles de energía más alta. Los oncolitos se consideran un tipo de estromatolitos (Figura 9.5).



Figura 9.3. Fósiles de estromatolitos paleozoicos (Fotos tomadas de INTERNET).

Type	Description	Vertical section of stromatolite structure
Laterally linked hemispheroids	Space-linked hemispheroids with close-linked hemispheroids as a microstructure in the consistent laminae	
Discrete, vertically stacked hemispheroids	Discrete, vertically stacked hemispheroids composed of close-linked hemispheroidal laminae on a microscale	
Discrete spheroids	Spheroidal structures consisting of inverted stacked hemispheroids	
	Spheroidal structures consisting of concentrically stacked hemispheroids	
	Spheroidal structures consisting of randomly stacked hemispheroids	
Combination forms	Initial space-linked hemispheroids passing into discrete, vertically stacked hemispheroids with upward growth of structures	
	Initial discrete, vertically stacked hemispheroids passing into close-linked hemispheroids by upward growth	
	Alternation of discrete, vertically stacked hemispheroids and space-linked hemispheroids due to periodic sediment infilling of microstructure spaces	
	Initial space-linked hemispheroids passing into discrete, vertically stacked hemispheroids, both with laminae of close-linked hemispheroids	
	Initial discrete, vertically stacked hemispheroids passing into close-linked hemispheroids, both with laminae of close-linked hemispheroids	

Figura 9.4. Clasificación de los tipos de estromatolitos según Logan et al, 1964 (Tomada de INTERNET).



Figura 9.5. Calizas con oncolitos (Fotos tomadas de INTERNET).

9.3 PISTAS (HUELLAS), GALERÍAS (“BURROWS”) Y PERFORACIONES

El segundo grupo de estructuras orgánicas pueden desarrollarse sobre sedimentos no consolidados, siendo en ocasiones prácticamente simultáneas a la sedimentación, o bien, por el contrario, originarse sobre rocas totalmente consolidadas, tanto sedimentarias como ígneas o metamórficas. Las primeras constituyen las **pistas (huellas)** y **galerías (“burrows”)**, y las segundas las **perforaciones**.

9.3.1 Pistas (huellas) y galerías (“burrows”)

Pueden deberse a distintos tipos de actividad orgánica, entre las que destacan cinco grandes grupos, según Seilacher, 1970 (Figura 9.6):

- ✓ Pistas de desplazamiento y de reptación (**Repichnia**).
- ✓ Galerías de alimentación de organismos hemisésiles (**Fodichnia**).
- ✓ Pistas de nutrición de organismos vágiles (**Pascichnia**).

- ✓ Pistas de reposo (**Cubichnia**).
- ✓ Galerías de morada (**Domichnia**).

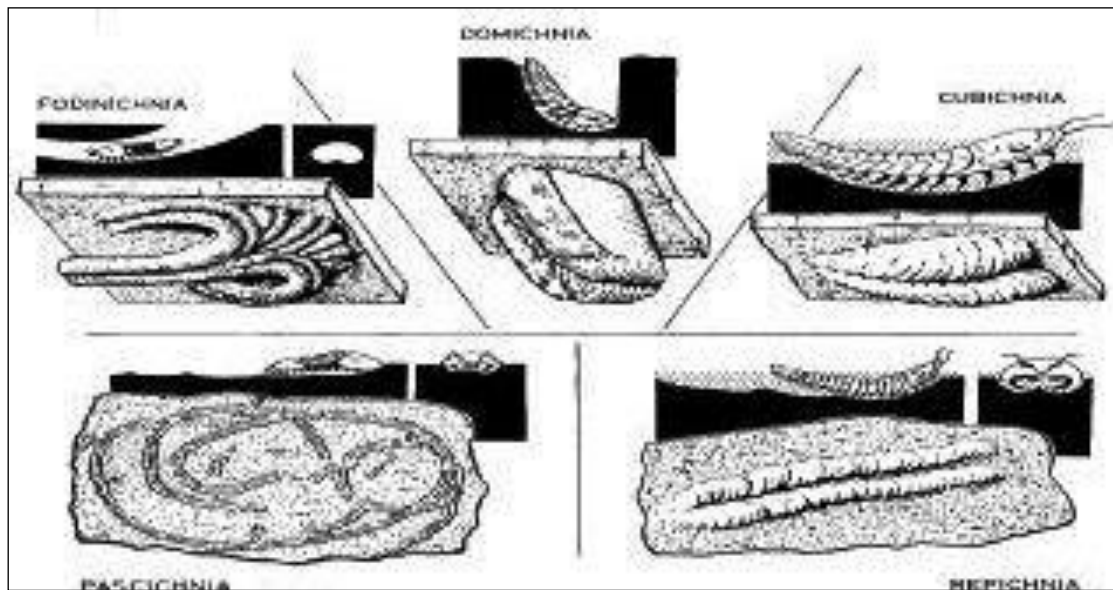


Figura 9.6. Clasificación de los tipos de actividad orgánica, según Seilacher, 1970 (Figura tomada de INTERNET).

9.3.1.1 Pistas o huellas de superficie

Son relieves que, en la mayor parte de los casos, representan el molde de la huella original, aparecerán por tanto en el piso de los estratos:

- ✓ **Cruziana**: Traza rectilínea, más o menos serpenteante, con surco axial a partir del cual salen nerviaciones. Se atribuye a Trilobites.
- ✓ **Fraena**: Similar a la anterior, sin nerviaciones y de dimensiones menores.
- ✓ **Rusophycus**: Similar a **Cruziana**, pero de longitud menor, es huella de reposo de un crustáceo.
- ✓ **Nereites**: Pistas meandriformes con un eje central y laterales estriados, pistas de nutrición producidas por gasterópodos (Figura 9.7).
- ✓ **Helmintoides**: Forma meandriforme como **Nereites**, pero más regular, se ha atribuido a desplazamiento de gusanos, a pistas de nutrición de gasterópodos, etc.
- ✓ **Paleodictyon**: Red poligonal regular, que recuerda a algunos Briozoos. Aparece en relieve en el piso de las capas y se ha atribuido a actividad de nutrición (?).
- ✓ **Asteriacites**: Forma estrellada que aparece repetida en láminas sucesivas (reacción del organismo frente a velocidades de sedimentación altas). Se consideran huellas de reposo producidas por ofiuroides.



Figura 9.7. Nereites: pistas de nutrición de gasterópodos (Tomada de INTERNET).

9.3.1.2 Galerías (“burrows”) o huellas internas

Trazas debidas a funciones de alimentación o de morada. La bioturbación provocada por el organismo en el interior del sedimento varia, desde una deformación local por “alojamiento”, hasta una bioturbación completa del sedimento con destrucción total si busca “alimento”. La forma de las galerías es variable, desde tubos en forma de U hasta otras más complejas. Es frecuente que los organismos segreguen “mucus”, lo que endurece las paredes y hace que sobresalgan de la superficie (Por ejemplo: gusano Arenícola) (Figura 9.8). Entre las estructuras de tubos simples se encuentran:

- ✓ **Tigillites:** Tubos cilíndricos verticales a la estratificación con forma de embudo en su terminación. Probablemente son debidos a gusanos.
- ✓ **Vexillum:** Estructura cónica, con la base del cono en la parte superior del estrato.
- ✓ **Skolithos:** Tubos cilíndricos perpendiculares a la estratificación, semejantes a **Tigillites**. Se atribuyen a gusanos.

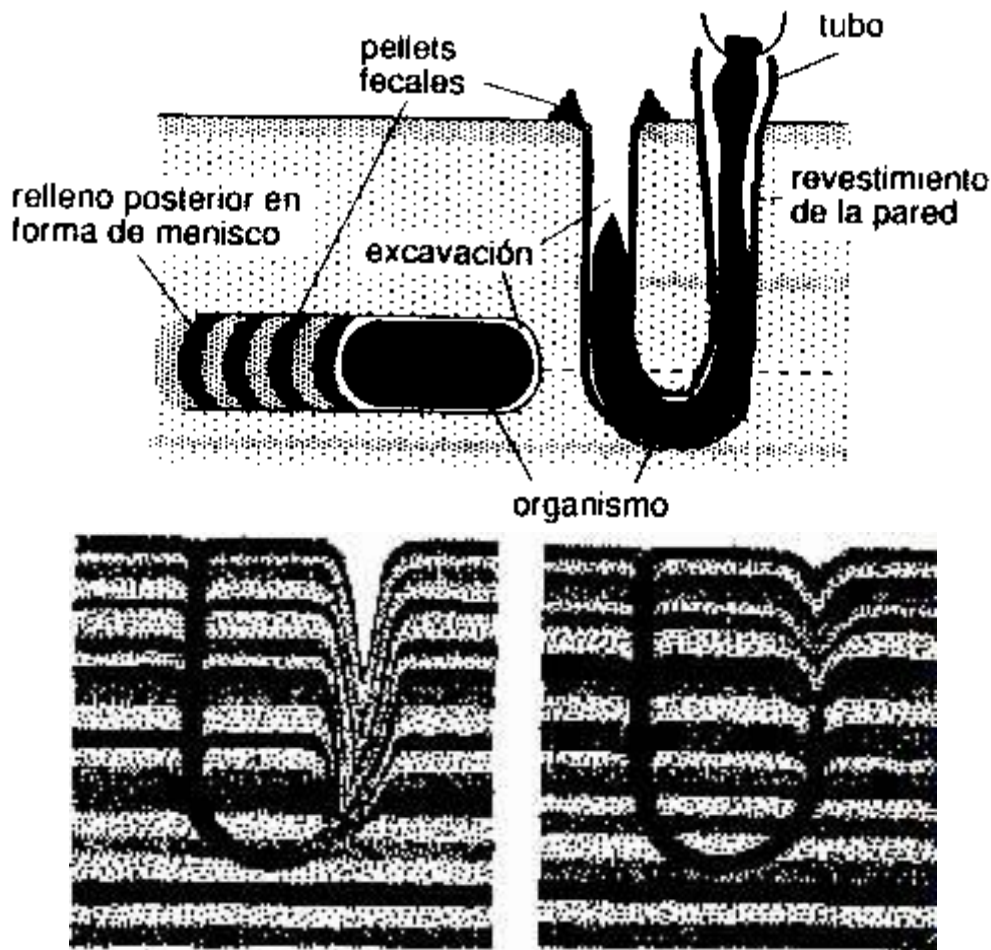


Figura 9.8. Galerías o Burrows: Arriba – actividad orgánica de morada causada por un gusano. Abajo – bioturbación debida a gusanos arenícolas, en sedimentos blandos a la izquierda y en sedimentos consolidados a la derecha (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

Los “**tubos en forma de U**” son muy abundantes y entre los organismos que los excavan están los gusanos. La profundidad de los tubos depende de la longitud del animal y de la temperatura ambiente. En ocasiones aparecen partes arqueadas uniendo los tubos verticales a diferente profundidad, que se han interpretado como de removilización y relleno. Entre las galerías o “burrows” más frecuentes, están (Figuras 9.9 y 9.10):

- ✓ **Rhizocorallium**: Tubos gruesos dispuestos oblicua o paralelamente a la estratificación. Probablemente se deben a Crustáceos (A en la figura).
- ✓ **Corophioides**: Análoga a **Rhizocorallium**, pero más corta y dispuesta siempre perpendicularmente a la estratificación (B).
- ✓ **Arenicolites**: Perpendiculares a la estratificación (C).
- ✓ **Diplocraterium**: Análoga a **Rhizocorallium** y **Corophioides**, los tubos pueden terminar en embudo o conservar la forma cilíndrica; se disponen perpendiculares a la estratificación.
- ✓ Finalmente, existen otros “burrows” de estructuras más complejas, entre los más frecuentes están: **Fucoides** o **Chondrites** (tubos ramificados a partir de uno central); y **Zoophycos** (ramificaciones en espiral, se han distinguido distintas formas: **Spirophyton** y **Cancellophycus**).

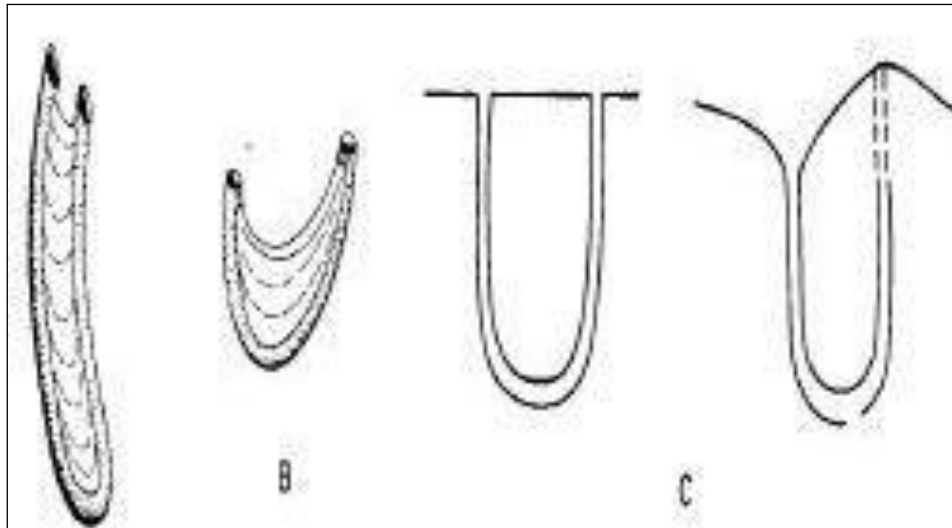


Figura 9.9. Tubos en forma de U: A (a la izquierda) – Rhizocorallium. B – Corophioides. C – Arenicolites (Tomada de INTERNET).



Figura 9.10. Galería fósil encontrada en un afloramiento de la Fm. Tablazos en una cantera en la población de San Rafael en la vía a la costa, durante una salida de campo, realizada el 22 de julio de 2016.

9.3.2 Perforaciones

Hay organismos capaces de perforar, e incluso de destruir totalmente, sustratos duros. La perforación puede ser “mecánica” o bien “química” (en cuyo caso puede liberarse carbonato cálcico). Los organismos perforadores y los tipos de perforación más frecuentes son los siguientes:

- ✓ **Talofitas:** Las perforaciones realizadas por algas, aunque se pueden confundir con las realizadas por hongos, son mayores que las de estos y de trazado contorsionado.
- ✓ **Briozoos:** Perforaciones similares a las anteriores, delgadas y ramificadas, abriéndose hacia la superficie.
- ✓ **Anélidos:** Las más frecuentes tienen forma de bolsa o de tubo.
- ✓ **Poríferos:** Galerías que se ramifican y se reúnen. Entre las perforaciones fósiles atribuidas a Esponjas están: **Clinolites** (galerías ramificadas y arqueadas) y **Entobia** (pequeñas galerías comunicadas por conductos capilares).
- ✓ **Bivalvos:** Las formas de perforación son muy variadas y suelen estar revestidas por carbonato.
- ✓ Otros organismos: **Gasterópodos**, **Equinodermos**, etc.

9.4 TRAZAS FÓSILES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS

Las trazas fósiles están controladas por las mismas condiciones bajo las que viven los organismos. Los factores de mayor influencia son la naturaleza del sustrato, energía del medio y disponibilidad de sustancias alimenticias; estas a su vez, están afectadas por los cambios en profundidad. Las variaciones de energía del medio implican no sólo cambios en la textura del sedimento, sino también en el desarrollo de las distintas formas.

En la Figura 9.11 (Howard, 1975 y 1978), aparece el resultado de la variación de los parámetros nombrados, en respuesta a un incremento de energía desde a) a c) en el medio deposicional. Seilacher (1964, 1967,...) estableció la relación que existe entre el tipo de estructuras (pistas y “burrows”) y la profundidad del medio.

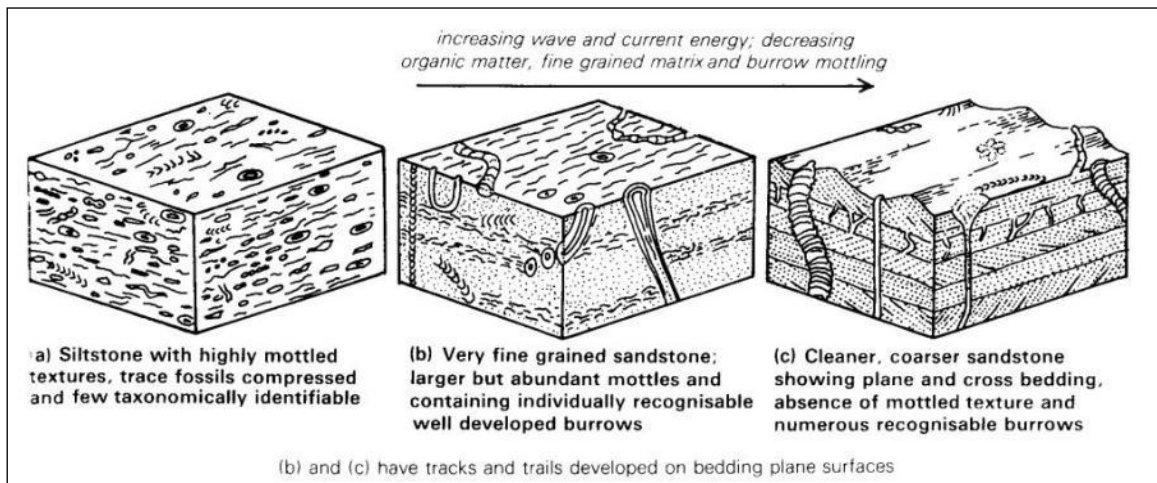


Figura 9.11. Relación entre las trazas fósiles y textura del sedimento con respecto a las variaciones de energía del medio que aumenta de a) a c), según Howard, 1975 y 1978, (Tomada de INTERNET).

En la zona litoral, los animales vágiles y los que se alimentan de nutrientes que están en suspensión, se entierran produciendo huellas de reposo o bien excavan galerías de morada, profundas y verticales. En zonas algo más profundas y tranquilas, el alimento se deposita y hace que los organismos

desarrollen galerías de alimentación (también de reposo y morada). A profundidades mayores, las estructuras más frecuentes son las de alimentación (internas) y las de nutrición (Figura 9.12).

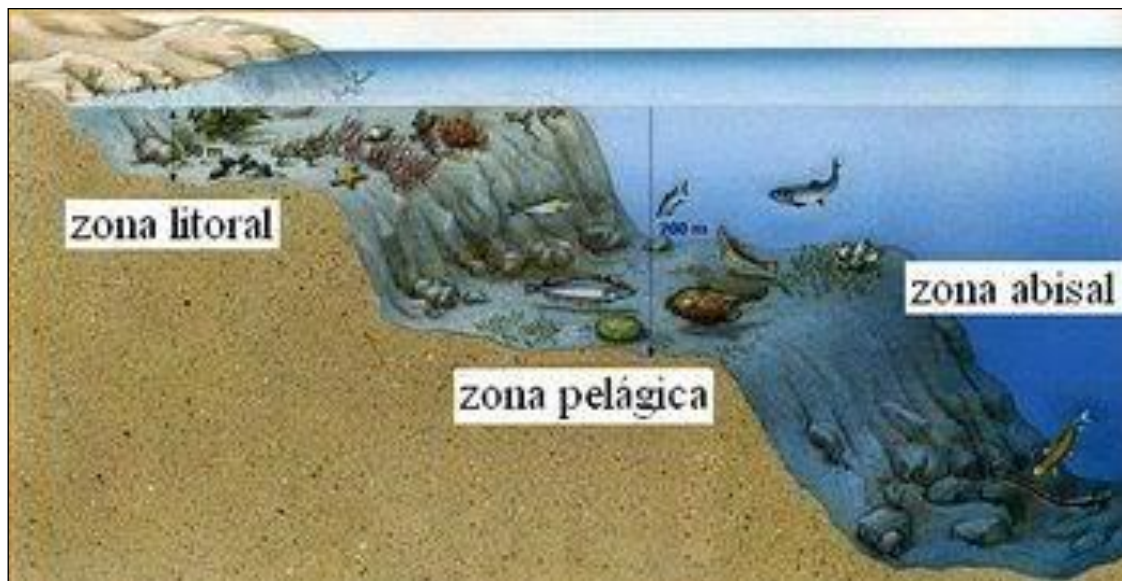


Figura 9.12. Relación de la actividad orgánica con respecto a la profundidad del medio marino (Tomada de INTERNET).

De acuerdo con estas ideas de Seilacher y posteriormente de otros autores (Crimes, 1975; Ekdale et al., 1984), se definen unas "**icnofacies**", que se caracterizan, por presentar unas estructuras orgánicas determinadas (Figuras 9.13 y 9.14):

- ✓ **Trypanites:** Son estructuras de perforación y de morada, de seres que se alimentan del material en suspensión. Indican la zona supramareal.
- ✓ **Glossifungites:** Estructuras verticales, en "U" y ramificadas (galerías de morada). Indican la zona supra-intermareal.
- ✓ **Skolithos:** Tubos verticales y en forma de "U" (Skolithos, Diplocraterion, Ophiomorpha, Arenicolites). Indican la zona intermareal.
- ✓ **Cruziana:** Con estructuras de morada y trazas de superficie (Crustáceos). Indican la zona submareal.
- ✓ **Zoophycos:** Corresponden a actividad de nutrición. Indican la zona batial.
- ✓ **Nereites:** Trazas horizontales de alimentación. Indican la zona abisal.

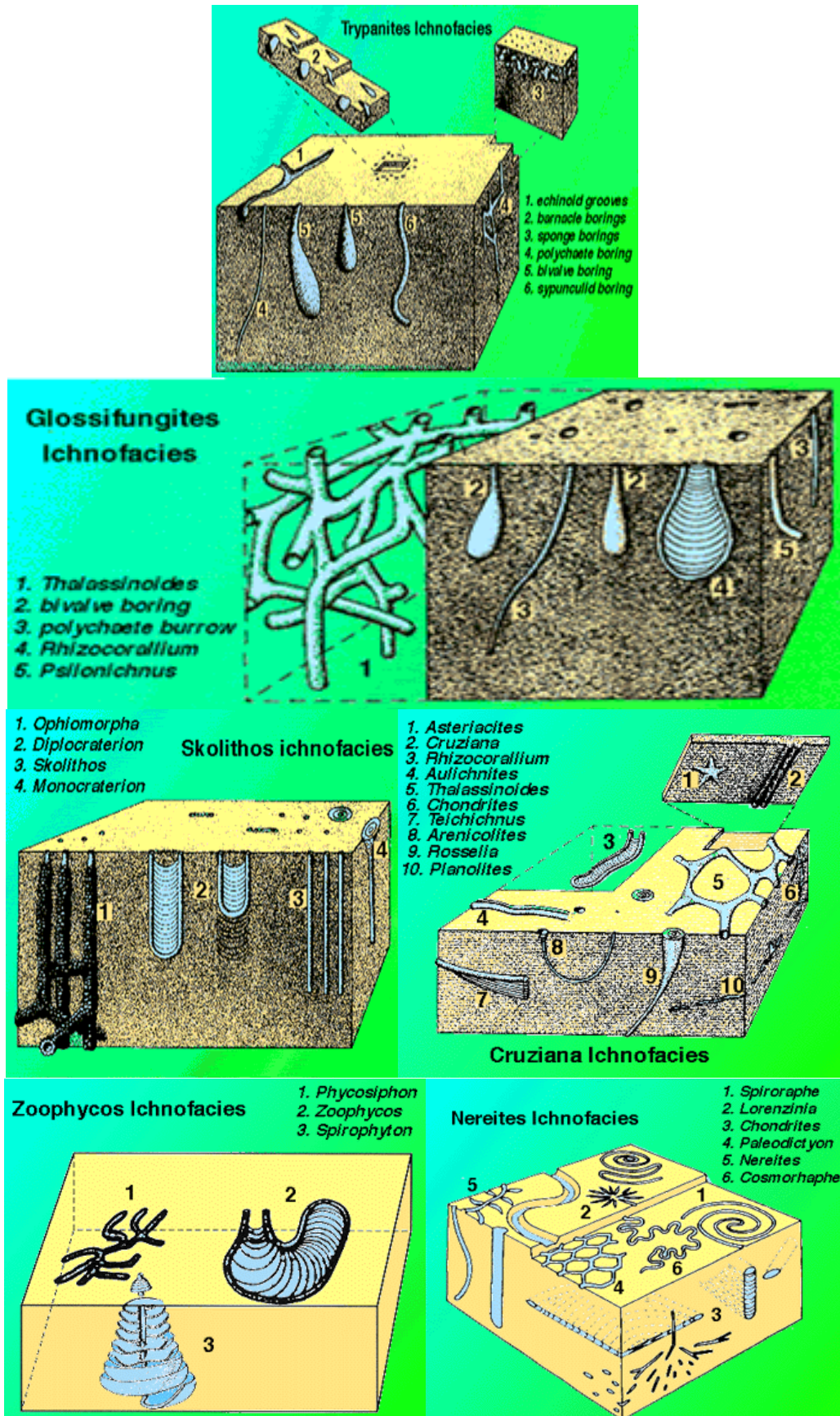


Figura 9.13. Características y constitución de las Ichnofacies: Primera fila – Trypanites. Segunda fila – Glossifungites. Tercera fila – Skolithos y Cruziana. Cuarta fila – Zoophycos y Nereites (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

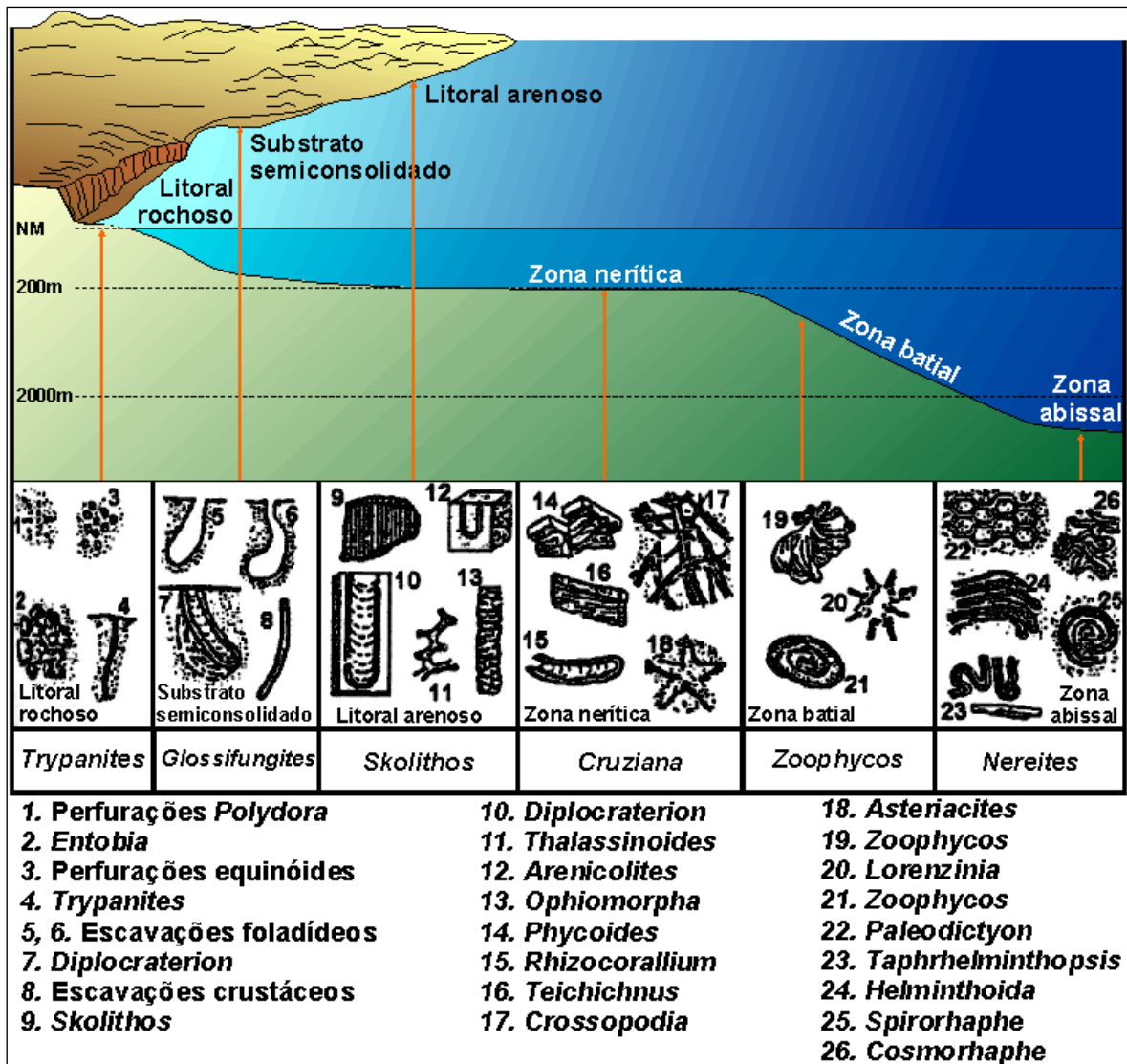


Figura 9.14. Relación entre icnofacies y sus características respecto a la profundidad de los medios sedimentarios marinos (Tomada de INTERNET).

CAPÍTULO # 10

10 ESTRUCTURAS DIAGENÉTICAS

10.1 INTRODUCCIÓN

Las **estructuras diagenéticas** también reciben el nombre de **estructuras secundarias** por su origen postdeposicional, se pueden encontrar tanto en la superficie como en el interior del estrato (más frecuentes). Se forman durante la **diagénesis** del sedimento, en cualquiera de sus fases. Se originan como consecuencia de procesos químicos, pudiéndose dividir en **estructuras de precipitación** y **estructuras de disolución**; aunque estas últimas, implican también precipitación. En la Tabla 10.1, a continuación, se resumen los principales tipos de estructuras diagenéticas.

	FENOMENOS QUE INTERVIENEN EN SU GENESIS		MATERIALES QUE LAS COMPONENTEN	MATERIALES EN QUE SE ENCUENTRAN	ETAPA DIAGENETICA
	Precipitación	Disolución fundamentalmente			
TIPOS DE ESTRUCTURAS	NÓDULOS		Chert. Anhidrita. Fosfatados. Carbonatados.	Calizas o dolomías, predominantemente. Sedimentos marinos, finos. Limos, lodos, margas,	Temprana (?). Postdolomitización. Precoz. Temprana.
	CONCRECIONES s. s.		Calcita, sílice, óxidos de hierro.	Sedimentos detríticos porosos, preferentemente.	
	ROSETAS		Baritina, calcita, yeso.	Sedimentos detríticos porosos.	
	ESFERULITAS		Calcedonia, carbonato cálcico.		Temprana (?).
	GEODAS		Calcedonia más cuarzo, dolomita, etc.	Calizas, generalmente.	
	SEPTARIAS		Calcita más lutitas. Cuarzo, pirlita, etc.	Lutitas y arcillas. Calizas, dolomías, shales.	Temprana. Precoz a tardía.
		ESTILOLITOS		Calizas y dolomías, fundamentalmente.	Temprana (?). Tardía.
		SUPERFICIES ESTILOLÍTICAS		Calizas y dolomías, fundamentalmente.	Temprana (?). Tardía.
		IMPRESIONES EN CANTOS Y GRANOS DE ARENA			
		SUPERFICIES SUAVES			
	CÓNOS ENCAJADOS		Calcita fibrosa, casi siempre; a veces, yeso o siderita.	Temprana.	

Tabla 10.1. Principales tipos de estructuras diagenéticas (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

10.2 ESTRUCTURAS DIAGENÉTICAS DE PRECIPITACIÓN

Son debidas, fundamentalmente, a procesos de precipitación, se suelen agrupar bajo el nombre de "**concreciones**" (nódulos, concreciones s.s., rosetas, esferulitas, geodas y septarias). Se describen detalladamente a continuación.

10.2.1 Nódulos

Son estructuras de formas irregulares, esféricas, sin estructura interna y de composición diferente a la de la roca en que aparecen encajadas. Son de composición variable aunque los más frecuentes son los **nódulos silicios** o de **“chert”**, que aparecen normalmente en calizas y dolomías (Figura 10.1). Aunque se ha discutido mucho sobre su origen (primario o diagenético), el hecho de que en el interior de estos nódulos aparezcan inclusiones de carbonato (reemplazo incompleto) y el cambio lateral de calizas con nódulos a capas totalmente silicificadas, son argumentos a favor de la hipótesis de una sustitución de carbonato por sílice. Los nódulos carbonatados, se forman cuando a una etapa de sedimentación arcillosa le sucede una de material más calcáreo, el carbonato se concentra en las primeras etapas diagenéticas, formando nódulos.



Figura 10.1. Nódulos de chert en capas de caliza de la base de la Formación San Eduardo en una cantera en la autopista Guayaquil - Salinas (Foto tomada en salida de práctica de campo de la materia Estratigrafía y Sedimentación, por el estudiante de Ingeniería en Geología David Altamirano, el 27 de noviembre de 2009).

10.2.2 Concreciones s. s.

Estas estructuras aparecen fundamentalmente en sedimentos detríticos porosos. Se forman por precipitación, alrededor de un núcleo, de una sustancia que, la mayor parte de las veces es la misma que la que se encuentra como cemento en la roca “huésped”. Las más frecuentes son las de calcita, sílice y óxidos de hierro.

Por lo general son esféricas, subesféricas o discoidales, aunque pueden aparecer formas más irregulares. Suelen tener una estructura concéntrica. El tamaño varía entre cuerpos pequeños a formas de hasta 3 metros de diámetro (Figura 10.2). Parece que el tamaño de la concreción está influido por la

permeabilidad de la roca en la que se encajan, siendo mayores en areniscas que en lutitas (Pettijohn, 1957).



Figura 10.2. Concreciones elipsoidales calcáreas en capas de arenisca de la Formación Progreso, en el Cerro de la Mona en la autopista Guayaquil – Salinas (Foto tomada en salida de práctica de campo de la materia Estratigrafía y Sedimentación, por el estudiante de Ingeniería en Geología David Altamirano, el 18 de diciembre de 2009).

10.2.3 Rosetas

Estructuras típicas de sedimentos detríticos permeables, como las concreciones. Las más frecuentes son las constituidas por cristales de baritina, calcita o yeso, cuyos cristales toman forma de pétalos de rosas dispuestos en forma simétrica (Figura 10.3).



Figura 10.3. Rosetas de yeso (Fotos tomadas de INTERNET).

10.2.4 Esferulitas

Son formas esféricas con estructura radial, cuyo tamaño puede llegar a algunos centímetros de diámetro. El crecimiento puede realizarse a partir de uno o

varios núcleos. Son semejantes a los “oolitos”, pero a diferencia de estos se forman por precipitación tardía de un gel coloidal. Pueden estar formadas por diversos minerales, aunque los más frecuentes son de calcedonia y carbonato de calcio.

10.2.5 Geodas

Son estructuras con formas subesféricas, de interior hueco, con envoltura externa de calcedonia y el revestimiento interno en forma de “drusa”, compuesta por cristales de cuarzo y calcita y más raros de dolomía, pirita, etc. (Pettijohn, 1957) (Figura 10.4).



Figura 10.4. Geodas: Primera fila – a la izquierda, geodas en un afloramiento; a la derecha, constitución externa e interna de una geoda. Segunda fila – geodas donde se observa la capa externa de calcedonia y la drusa compuesta por cristales de cuarzo (amatista a la derecha). Tercera fila – a la izquierda, geoda de ágata; a la derecha, drusa de una geoda gigante con cristales de selenita (Fotos tomadas de INTERNET).

La forma suele ser un poco aplanada, disponiéndose los ejes mayores paralelamente respecto a la estratificación. El tamaño varía entre unos pocos centímetros y varios decímetros. Externamente presentan una capa, más o menos continua, de calcedonia, mientras que los cristales que tapizan internamente la cavidad son de cuarzo, calcita, dolomita, pirita, ankerita etc.

Su génesis exige la existencia de una cavidad previa (puede ser el interior de un fósil) con un fluido salino. El primer depósito que se origina en la cavidad es el de calcedonia que por agrietamiento permite penetrar las aguas del exterior, creciendo en su interior los minerales que estas llevaban en solución.

10.2.6 Septarias

Estructuras subesféricas de entre 15-40 cms. Dos sistemas de grietas, uno radial y otro concéntrico, la intersección de los dos dan un trazado poligonal. El material que rellena las grietas es generalmente calcita, el resto es lutita (Figura 10.5). Su génesis requiere la formación de una capa externa "gelatinosa" de naturaleza alumínica, posterior endurecimiento y deshidratación interna que produce grietas, que luego se rellenan de calcita.



Figura 10.5. Septarias: Primera fila – septarias con relleno de grietas de calcita. Segunda fila – septarias con relleno de grietas de pirita, a la izquierda, y relleno de baritina, a la derecha (Fotos tomadas de INTERNET).

10.3 ESTRUCTURAS DIAGENÉTICAS DE DISOLUCIÓN

Como ya se anotó anteriormente, en el origen de la mayoría de este tipo estas estructuras intervienen también fenómenos de precipitación química, aunque no sean los que juegan el papel más importante. Entre estas estructuras se encuentran las siguientes:

10.3.1 Líneas de presión-disolución

Superficies producidas por presiones dirigidas, que producen una erosión diferencial del material, pudiendo depositarse los residuos de la disolución a lo largo de las superficies. El tipo de superficie resultante depende de la presión/solubilidad relativa en la dirección del esfuerzo y del radio de curvatura del contacto (Figura 10.6).

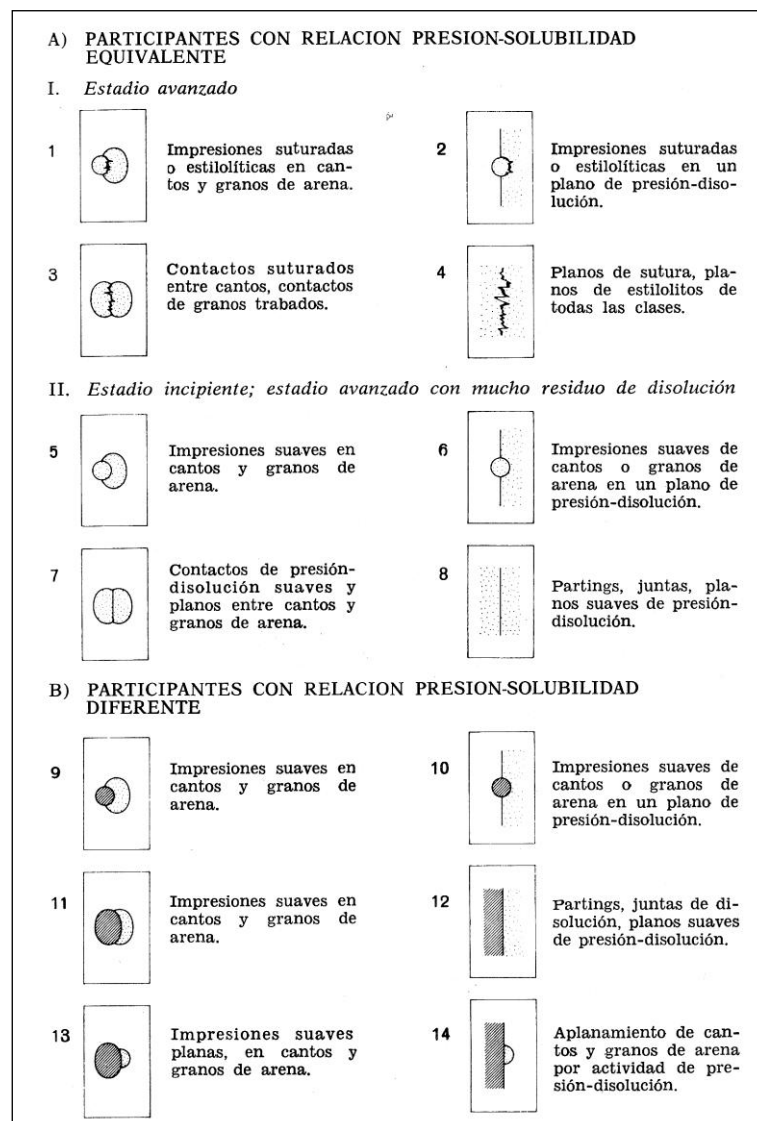


Figura 10.6. Tipos de contactos de presión-disolución, según Trurnit, 1968 (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

Cuando la presión/solubilidad relativa es equivalente a lo largo de la dirección de esfuerzo se produce una superficie suturada o estilolítica, por el contrario si la relación es diferente se desarrolla una superficie suave. Tanto en uno como en otro caso puede acumularse un residuo de material insoluble.

10.3.1.1 Estilolitos

Pueden desarrollarse a partir de conos aplanados o agudos (clase 1), cuando aparece una partícula menos soluble puede ocurrir que el solvente penetre entre la roca y la partícula o que no lo haga (clase 2), si la partícula posteriormente es disuelta evolucionará a uno de clase 3 (Figura 10.7).




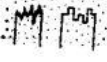
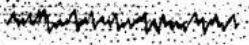
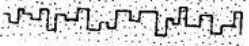
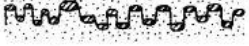

	Estilolitos de clase 1	Orden 1
		Orden 2
	Estilolitos de clase 2	
	Estilolitos de clase 3	
	Superficies estilolíticas de clase 1, orden 1	
	Superficies estilolíticas de clase 1, orden 2	
	Superficies estilolíticas de clase 2	
	Superficies estilolíticas de clase 3	

Figura 10.7. Tipos más importantes de estilolitos y superficies estilolíticas, según Trurnit, 1968 (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

10.3.1.2 Superficies estilolíticas

Cuando los estilolitos se alinean sobre un plano se forman “**superficies estilolíticas**” de gran extensión, su desarrollo suele ser paralelo a la estratificación, ya que son generadas por la presión ejercida por la carga de sedimentos. Así aparecen superficies estilolíticas de clases 1, 2 y 3 (ver figura anterior).

En la Figura 10.8, a continuación, se pueden observar tanto estilolitos como superficies estilolíticas de clase 3 en calizas.

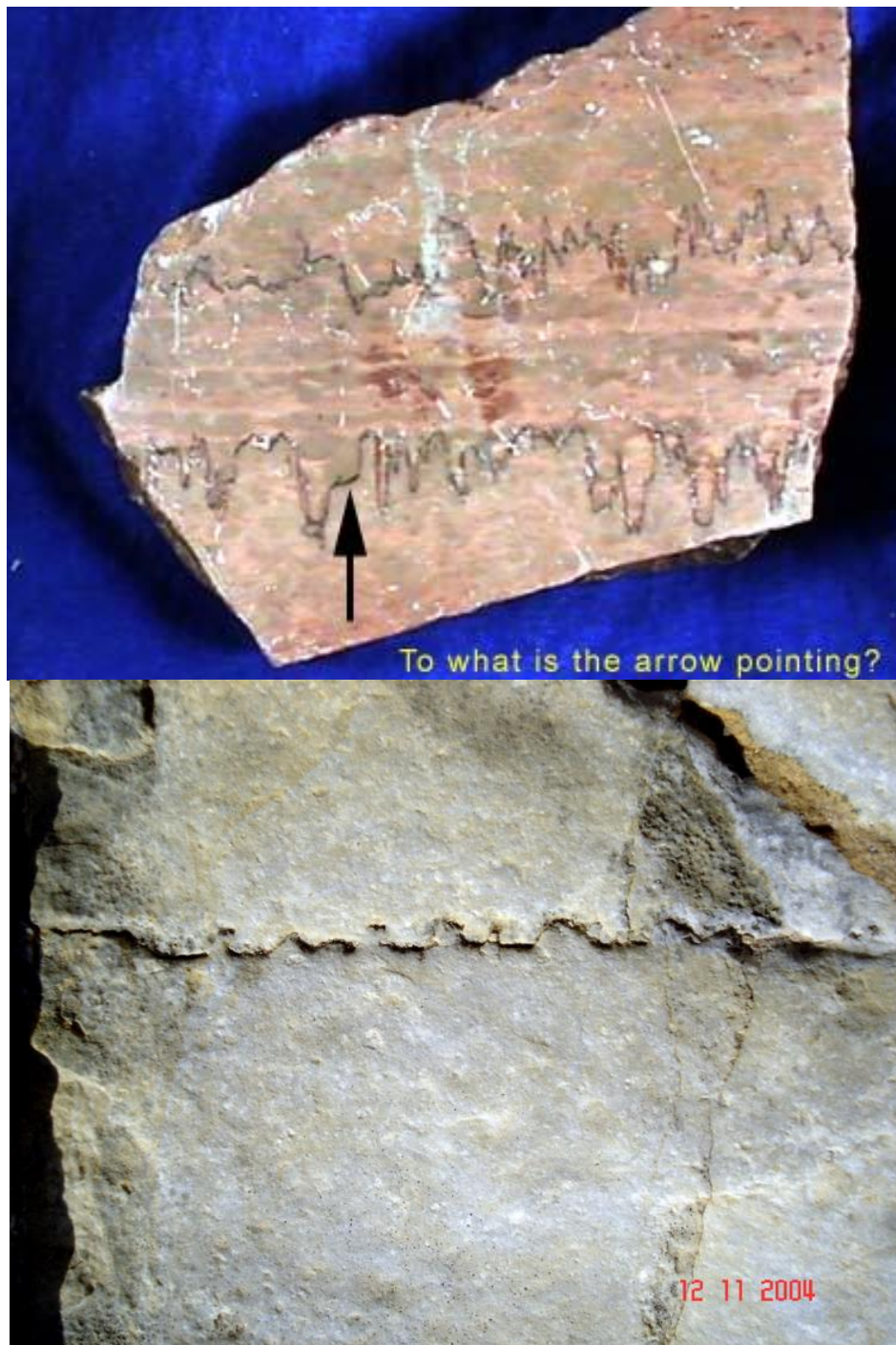


Figura 10.8. Estilolitos y superficies estilolíticas de clase 3 en calizas (Fotos tomadas de INTERNET).

10.3.1.3 Impresiones en cantos y granos de arena

Pueden ser **suaves**, cuando la presión/solubilidad es diferente (similar a estilolitos de clase 2) y **suturadas**, con relación presión/solubilidad equivalente (comparables a estilolitos 3).

10.3.1.4 Superficies de presión-disolución suaves y planas

Este tipo de superficies, en la mayoría de los casos, se forma por removilización de estilolitos, siguiendo un proceso bastante complejo de disolución. En el extremo, pueden desaparecer, por disolución, capas relativamente solubles situadas entre superficies de presión-disolución planas, formándose como resultado una **capa residual** (Figura 10.9).

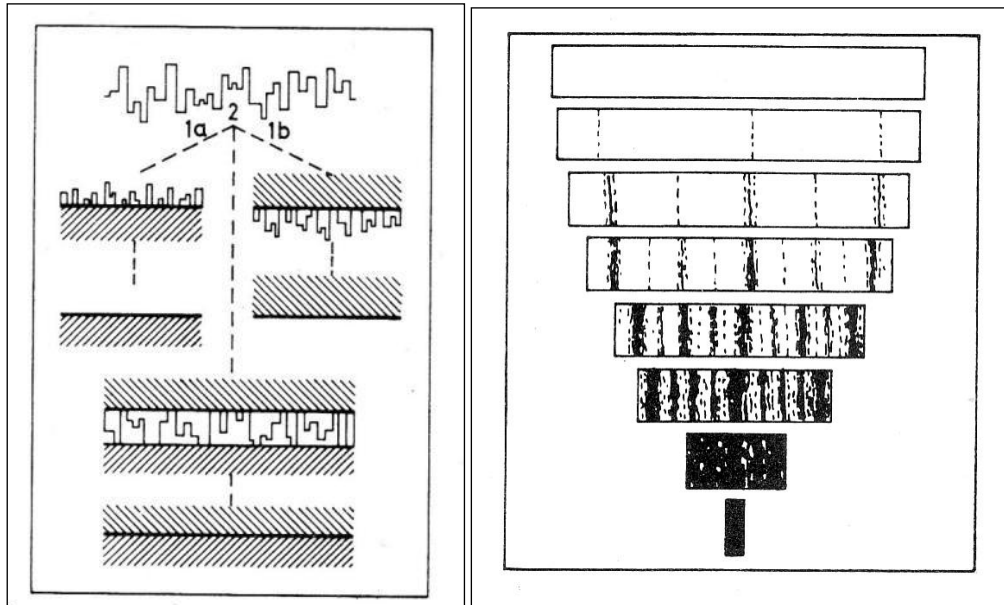


Figura 10.9. A la izquierda – proceso de formación de superficies suaves y planas por removilización de estilolitos. A la derecha – formación de capas residuales por disolución de otras más solubles situadas entre superficies de presión-disolución planas, según Trumit, 1968 (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

Lo anterior, puede permitir explicar determinadas lagunas estratigráficas, sin tener que recurrir a ceses en la sedimentación o a fenómenos erosivos.

No todos los autores son partidarios de un origen presión-disolución para este tipo de estructuras diagenéticas. Por lo que hace referencia a los estilolitos, existen casos cuyo origen es claramente tectónico, es decir, son desarrollados como consecuencia de presiones dirigidas de tipo tectónico. Es frecuente encontrarlos, no solo asociados a fallas, sino incluso en los propios planos de aquellas, pasando en ocasiones a estrías y pudiendo presentarse todos los pasos intermedios entre fallas y superficies estilolíticas (Figura 10.10).



Figura 10.10. Estilolitos en un plano de falla que pasan de estrías a la izquierda, a verdaderos estilolitos a la derecha (Foto tomada de INTERNET).

10.3.2 Conos encajados

Estructura de origen muy discutido, formada por conos que se encajan unos dentro de los otros, se presentan aislados o agrupados, pero siempre con la base hacia arriba. Se encuentran sobre todo en calizas y lutitas (Figura 10.11). El material que forma los conos es, en la mayoría de los casos, calcita fibrosa (a veces siderita y yeso). Según Pettijohn, el material fibroso es anterior al cono y es el responsable de la formación de éste.

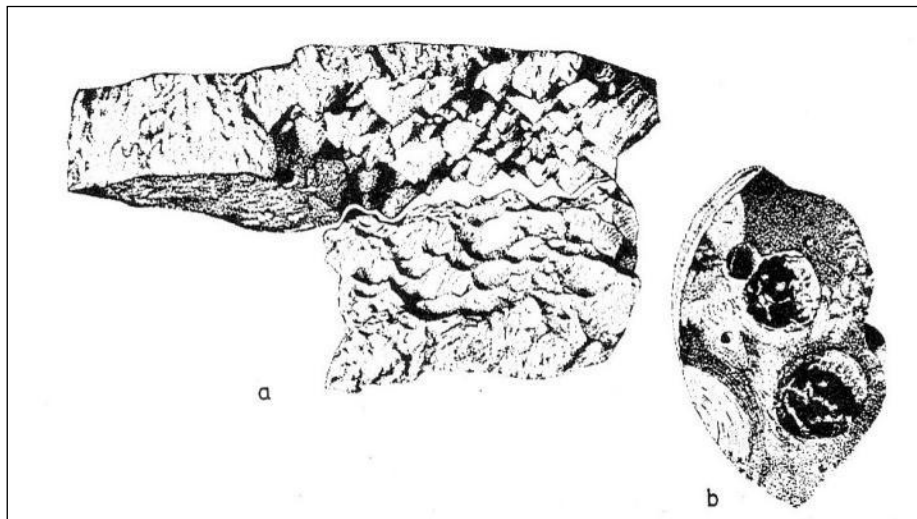


Figura 10.11. Esquema de conos encajados, según Gubler et al, 1964 (Tomado del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

CAPÍTULO # 11

11 PROCESOS SEDIMENTARIOS

11.1 INTRODUCCIÓN

Procesos sedimentarios son todos aquellos procesos geológicos que contribuyen a la formación de un sedimento, y aunque fundamentalmente se realizan en la superficie terrestre, presentan grandes relaciones con el resto de los procesos geológicos.

Strakhov (1967) llama **Sedimentogénesis** a un concepto mucho más amplio que el de sedimentación, ya que engloba el transporte y la meteorización y da lugar a la formación de depósitos no consolidados. Llama **Litogénesis** al conjunto de procesos de sedimentogénesis más la transformación de sedimentos en rocas sedimentarias, incluyendo la diagénesis. Para la realización de estos procesos se necesita una aportación de energía por el sistema: gravedad, energía química y energía solar; esta última tiene un papel muy importante, al ser una de las causas del ciclo hidrológico y de la circulación atmosférica y oceánica.

11.2 MEDIO GENERADOR Y MEDIO RECEPTOR

Los procesos sedimentarios originan una transferencia de masa de un determinado lugar geográfico – el **área madre** – a otro, el **medio sedimentario deposicional**. Para la realización de esta transferencia es necesaria una aportación de energía por el sistema, capaz de efectuar el trabajo de transporte (Figura 11.1).

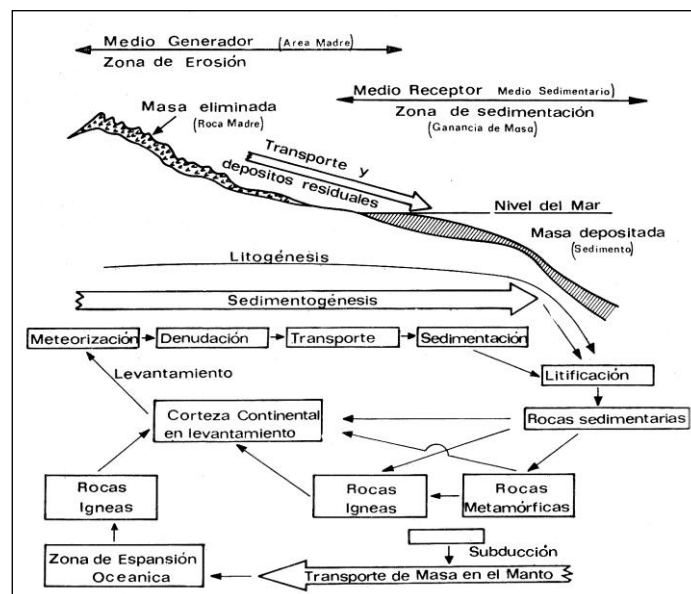


Figura 11.1. Relaciones entre procesos sedimentarios y medios generador y receptor (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

Estas condiciones han sido incluidas por Krynine (1943) al definir el **medio generador** como el elemento geográfico emisor de sedimentos, y el **medio receptor** como el medio que recibe los sedimentos, interpretándose la aportación energética por condiciones derivadas por procesos dinámicos internos de la actividad tectónica que origina zonas elevadas (erosión) y zonas deprimidas (depósito). También para Krynine (1943), el grado y tipo de actividad tectónica son responsables de la morfología y pueden incluso condicionar la mineralogía del sedimento (Figura 11.2).

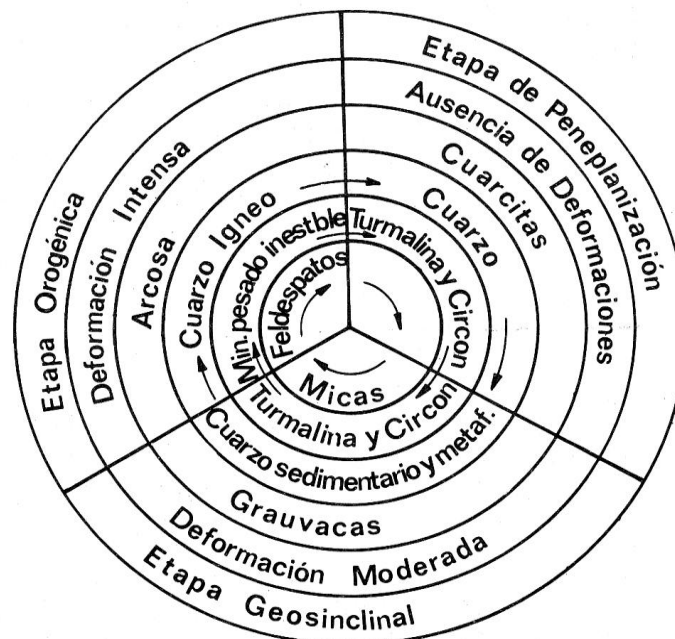


Figura 11.2. Ciclo de Procesos Sedimentarios, según Krynine, 1943 (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

Para Lombard (1956) la relación entre ciclos morfológicos, tectónicos y sedimentarios es también muy estrecha.

11.3 ORIGEN DE LOS MATERIALES

El origen de los materiales sedimentarios se ha definido como **área madre**, en cuanto a localización geográfica, y **roca madre**, en cuanto a las características de composición.

A un **sedimento** que derive directamente de una **roca ígnea** se le llama **de primer ciclo** y está compuesto por granos de minerales estables, inestables y metaestables, y por fragmentos de roca. La mayor evidencia petrográfica es el estudio de los minerales accesorios detríticos de la fracción densa (minerales pesados), que deben ser todos ellos de procedencia ígnea y ser iguales todas las especies.

Rocas madres metamórficas dan composiciones similares con las rocas ígneas, excepto pequeñas aportaciones de minerales típicos del metamorfismo. Aunque la mayor evidencia de su origen metamórfico lo constituyen los minerales pesados típicos de rocas metamórficas, los fragmentos de rocas

metamórficas en las rocas de grano grueso so igualmente una evidencia de la naturaleza de la roca madre.

Una gran parte de sedimentos procede a su vez de **rocas sedimentarias** más antiguas, lo que lleva al concepto de **ciclos múltiples de sedimentación**. El reciclado es una de las mejores evidencias del origen sedimentario de la roca madre, con presencia de fragmentos de rocas como areniscas o chert, y siempre con gran madurez mineralógica. Los minerales accesorios se presentan igualmente reciclados, bien redondeados, con grandes variaciones entre las distintas especies y siempre con ausencia de los inestables. Granos de cuarzo con bordes de crecimiento y redondeados, son otro criterio de origen sedimentario.

La **masa** que se transporta por unidad de tiempo en los procesos sedimentarios ha sido resaltada por Garrels y MacKenzie (1971), que cifran la aportación anual al océano en unos 250×10^{14} g/año. La mayor aportación corresponde a los ríos (225×10^{14} g/año), le siguen los procesos glaciares (20×10^{14} g/año), las aguas subterráneas (48×10^{14} g/año), la erosión marina litoral (2.5×10^{14} g/año) y el polvo atmosférico (0.6×10^{14} g/año) (Figura 11.3).

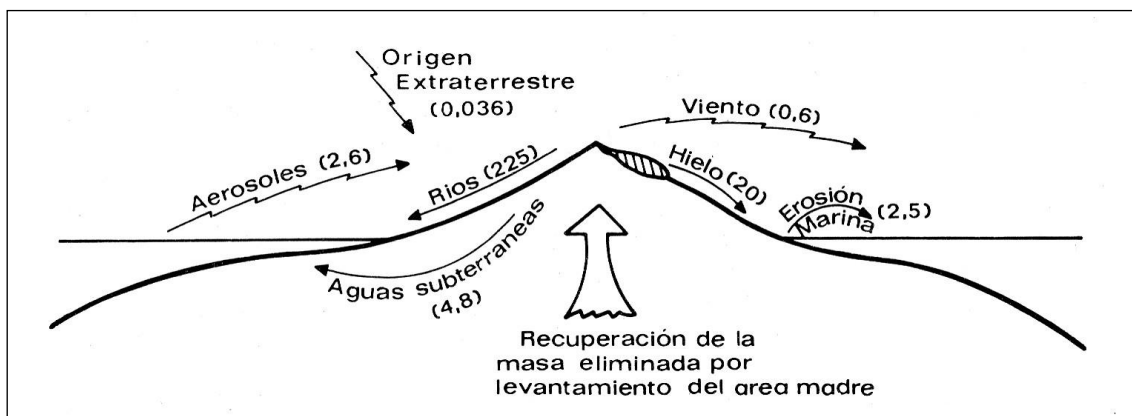


Figura 11.3. Movimientos de masa sedimentaria sobre la superficie terrestre, expresada en gramos $\times 10^{14}$. Según Garrels y MacKenzie, 1971 (Tomada del libro de Estratigrafía de Corrales et al, 1977).

11.4 METEORIZACIÓN Y EROSIÓN

Uno de los más importantes aspectos enfatizados por James Hutton concierne a lo que pasa con la roca madre cuando se expone a la atmósfera. A cualquier sitio donde dirigía su mirada veía las actividades y efectos de “un sistema universal de desintegración y degradación”. En términos modernos, se podría decir que lo que Hutton observaba era la acción combinada de la **meteorización** y la **erosión**.

La **meteorización** se toma como un término general que incluye cambios físicos y químicos dentro del material rocoso, los mismos que se producen como resultado de su exposición a un ambiente subaéreo, es decir a las condiciones climáticas de un lugar. En contraste, la **erosión** indica los cambios en las rocas de la superficie terrestre como resultado del movimiento del agua, viento o hielo.

La meteorización constituye el primer proceso considerado dentro del ciclo de transformación de las rocas en sedimentos, pero también es importante en muchos otros aspectos de nuestra vida. No importa donde el ser humano se encuentre, puede observar los efectos de la meteorización inclusive en zonas urbanas en estatuas, monumentos, edificios, etc. (Figura 11.4).

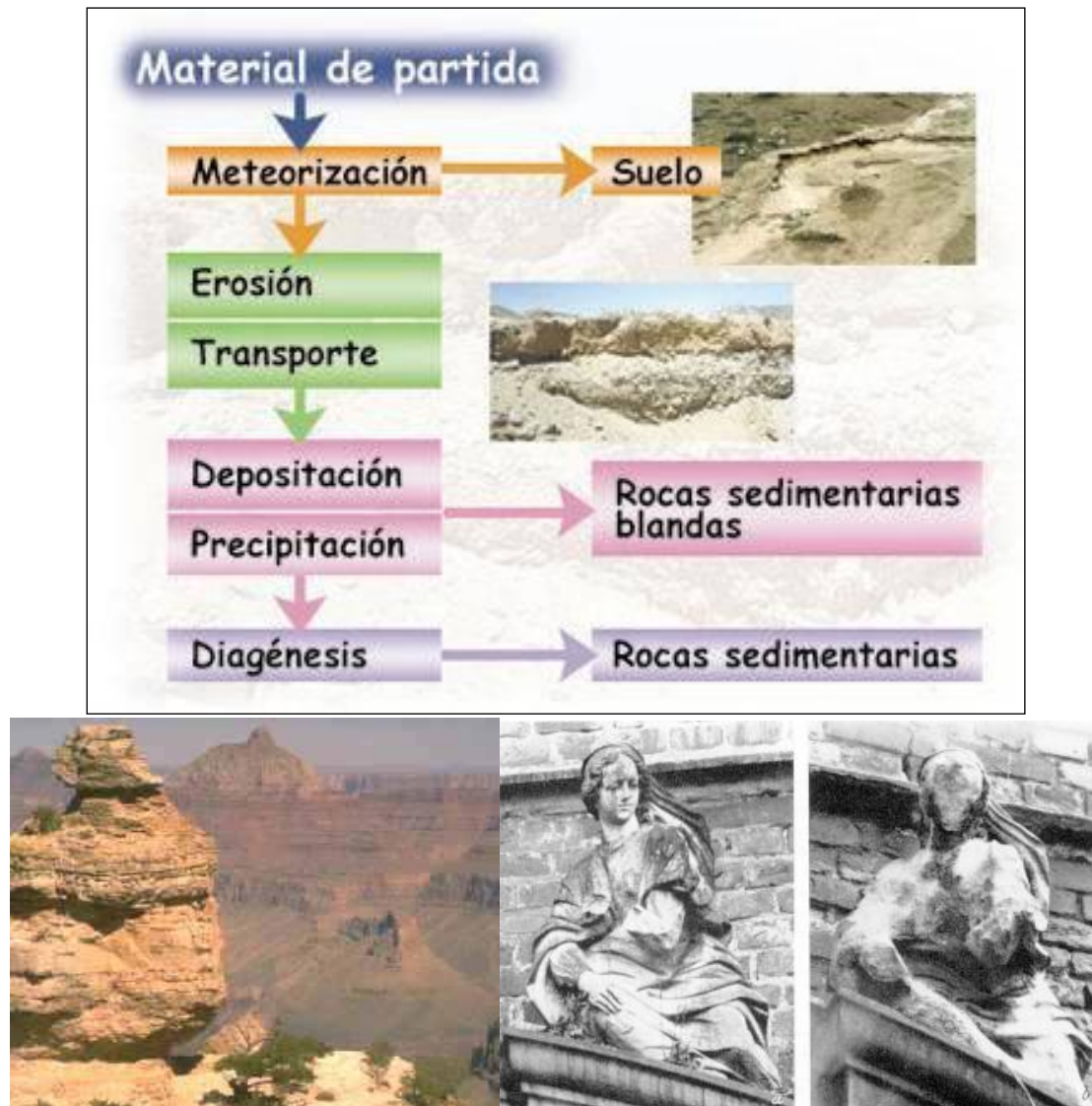


Figura 11.4. Meteorización: Primera fila – ubicación del proceso de meteorización en el ciclo de formación de rocas sedimentarias. Segunda fila – a la izquierda, efecto de la meteorización en una zona montañosa; a la derecha, efecto de la meteorización en una estatua en una zona urbana (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

Erosión es el desgaste de la superficie terrestre mediante la acción mecánica de los materiales transportados.

Meteorización es la rotura y destrucción (disgregación) de las rocas en la superficie terrestre, la misma que origina sedimentos.

También se la conoce con el nombre de **Intemperismo**.

Según las clases de procesos que intervienen en la meteorización, se la puede dividir en tres tipos: **física**, **química** y **biológica**.

11.4.1 Meteorización Física

Es una disgregación física que modifica el tamaño de la partícula, el área de la superficie y el volumen de la roca (Figura 11.5). Se debe a varios procesos:

- **descarga**,
- **expansión del agua al solidificarse (cuñas de hielo)**,
- **variaciones de temperatura**.

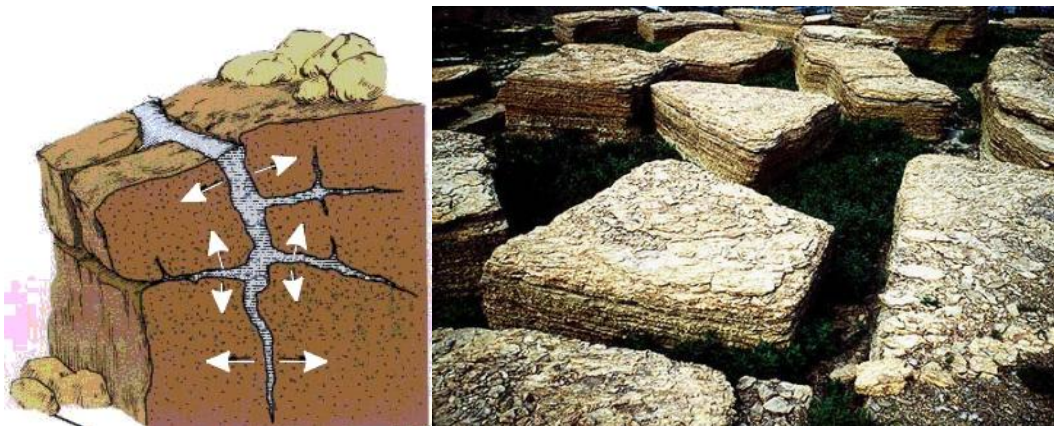
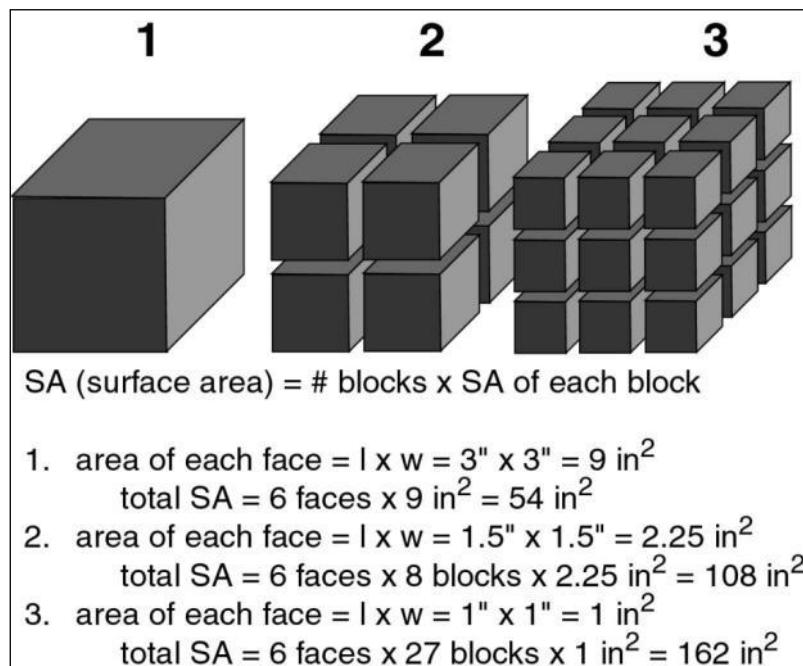


Figura 11.5. Meteorización Física: Primera fila – efectos de la meteorización física en el tamaño de la partícula, el área de la superficie y el volumen. Segunda fila – a la izquierda, efecto del agua al solidificarse; a la derecha, efecto de la descarga (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

11.4.2 Meteorización Química

Es una disgregación a la escala de la molécula o el ion. Ocasiona cambio completo de las propiedades físicas y químicas, acompañado de un aumento

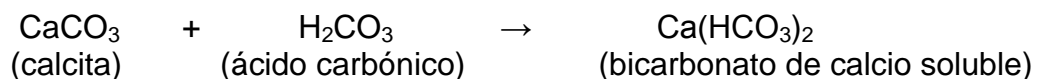
del volumen total debido a la menor densidad de los nuevos compuestos y a la porosidad adicional del agregado meteorizado. Para que ocurra es indispensable la presencia del agua, con la cual se establecen las reacciones químicas (Figura 11.6).



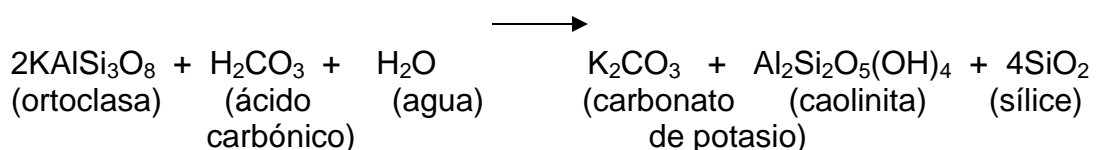
Figura 11.6. Meteorización Química: Primera fila – efectos del proceso de meteorización química de oxidación. Segunda fila – macizos rocosos meteorizados, física y químicamente (Fotos tomadas de INTERNET).

Los procesos más comunes son:

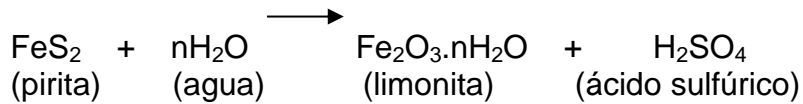
- ✓ **disolución:** es la capacidad de las moléculas de agua para rodear y separar iones de las redes minerales. Ej.: **disolución de la calcita con ácido carbónico (carbo-nación).**



- ✓ **hidrólisis:** en este proceso el agua ataca las redes cristalinas de silicatos. Algunos oxidrilos (OH^-) se introducen en las redes cristalinas de los silicatos y forman minerales arcillosos. Ej.: **hidrólisis de la ortoclasa.**



- ✓ **oxidación:** es la adición química de oxígeno a un mineral. Los elementos más fáciles de oxidar son Fe, S y Cu. Los óxidos de Fe dan colores rojo, amarillo, anaranjado, café, mientras que el Cu da colores azul y verde. Ej.: **oxidación de la pirita**.



11.4.3 Meteorización Biológica

Este tipo de meteorización es debido a procesos orgánicos y es semejante a la física y a la química por los efectos que produce (Figura 11.7). Se subdivide en dos tipos:

- ✓ **meteorización biofísica**, que tiene efectos parecidos a la meteorización física y se manifiesta por la acción de raíces, la acción de ciertos organismos perforadores de las rocas y el suelo, etc.;
- ✓ **meteorización bioquímica**, que tiene efectos parecidos a la meteorización química y se manifiesta por la acción de bacterias y otros organismos.



Figura 11.7. Meteorización Biológica: Primera fila – ejemplos de meteorización biofísica. Segunda fila – ejemplos de meteorización bioquímica (Fotos tomadas de INTERNET).

11.4.4 Meteorización esferoidal

Tipo especial de meteorización química en rocas de cualquier tipo, especialmente en las ígneas intrusivas. La meteorización transforma las rocas en **bloques esferoidales**. Se realiza a través del sistema de fracturas de una

roca. El agua penetra en la roca y ataca a los bloques por los vértices y las aristas, tomando la forma esferoidal.

El avance de la meteorización va formando capas sucesivas de minerales arcillosos productos de la alteración química por hidrólisis, tomando la roca una "textura tipo cebolla" (Figura 11.8).



Figura 11.8. Meteorización esferoidal: Resultado de la meteorización esferoidal con la típica formación de la textura de tipo cebolla y la aparición de bloques esferoidales, en areniscas de la Formación Socorro en la autopista Guayaquil – Salinas (Foto tomada en salida de práctica de campo de la materia Estratigrafía y Sedimentación, por el estudiante de Ingeniería en Geología David Altamirano, el 18 de diciembre de 2009).

11.4.5 Meteorización de rocas comunes

✓ Granito

El granito, que es una **roca ígnea intrusiva ácida**, tiene como principales componentes minerales el cuarzo y los feldespatos alcalinos y como minerales accesorios la biotita, la hornblenda, el zircón, la ilmenita y la magnetita. En un clima húmedo, los feldespatos se meteorizan por hidrólisis, transformándose en minerales arcillosos. La mayor parte del K, Na y Ca se remueve como iones en solución. El cuarzo no se altera mucho químicamente y solamente se libera, tendiendo a acumularse como regolita del tamaño de partículas de arena, en compañía del zircón, ilmenita y magnetita. En el trópico húmedo, la magnetita puede oxidarse a ilmenita. Si existe biotita puede alterarse a clorita, en clima frío, y a illita, en clima cálido. En algunos lugares del trópico, la meteorización química disuelve el cuarzo (Figura 11.9).



Figura 11.9. Meteorización de rocas graníticas (Fotos tomadas de INTERNET).

✓ Rocas ígneas máficas

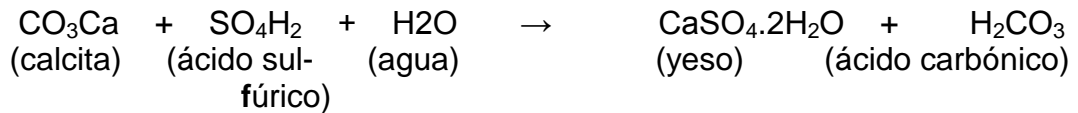
Las principales rocas ígneas básicas son los **basaltos** y **diabasas**, que están constituidos, en su mayor parte, por plagioclasas y piroxenos, con un mineral accesorio destacable que es la magnetita. La meteorización química puede destruir todos estos minerales a través de varios procesos. Las plagioclasas y los piroxenos sufren hidrólisis y son lixiviados, dando como resultado el transporte de minerales arcillosos y de iones en solución, principalmente el Ca de las plagioclasas y el Mg y Ca de los piroxenos. La oxidación cambia el Fe en la magnetita y el piroxeno a hematita y limonita, los cuales no son muy solubles y por tanto raramente son lixiviados (Figura 11.10).



Figura 11.10. Meteorización de rocas ígneas máficas (Fotos tomadas de INTERNET).

✓ Rocas carbonatadas

Las principales rocas carbonatadas son la **caliza** y el **mármol**, cuyos constituyentes minerales básicos son la calcita y la dolomía, con componentes accesorios como el cuarzo, la pirita y otras formas no cristalinas de sílice. En regiones de clima húmedo, la calcita fácilmente sufre disolución por ácido carbónico (carbonación) y el Ca se remueve en solución. La pirita se oxida, el Fe forma limonita, y el S forma ácido sulfúrico que puede reaccionar con más calcita y formar yeso a través de la siguiente reacción:



El cuarzo y otros silicatos se pueden acumular como un residuo arenoso.

En climas húmedos, las áreas de carbonatos son rebajadas rápidamente y se transforman en valles y tierras bajas. Por el contrario, en regiones áridas estas rocas están entre las más resistentes, donde pueden constituir la cúspide de picos montañosos.

✓ Areniscas

Las areniscas son las principales **rocas sedimentarias detríticas**, pero también se pueden agrupar aquí conglomerados, brechas, limolitas y arcillolitas. El principal efecto de la meteorización química sobre estas rocas ocurre sobre el cemento. Si el cemento está compuesto por calcita, el efecto de la meteorización es parecido al de las rocas carbonatadas. En cambio, si el cemento está compuesto por óxidos de Fe o sílice, la roca será muy resistente (Figura 11.11).



Figura 11.11. Meteorización de capas de areniscas de la Formación Socorro en la autopista Guayaquil – Salinas (Foto tomada en salida de práctica de campo de la materia Estratigrafía y Sedimentación, por el estudiante de Ingeniería en Geología David Altamirano, el 18 de diciembre de 2009).

11.5 EDAFIZACIÓN Y DEPÓSITOS RESIDUALES

La meteorización es un proceso que es esencial para la vida como se la conoce en la tierra. Sin meteorización, la superficie terrestre sería rocosa, desierta y sin vida, parecida a la de la Luna, Marte, Venus o Mercurio. Ni las plantas ni los animales pudieran existir si la superficie rocosa no fuera convertida en **regolita** y ésta, a su vez, en **suelo**.

La **regolita** es el material producto de la meteorización física que se encuentra suelto (regado) en la superficie de la tierra. La parte superior de la regolita la constituye el **suelo**. Un factor importante presente en el suelo es la actividad biológica de plantas y microorganismos. El grado en el cual los suelos pueden soportar el crecimiento de vegetación o de sembrados es la medida de su fertilidad, que se deriva no sólo de la materia orgánica putrefacta y de componentes atmosféricos como el nitrógeno, sino también de los nutrientes inorgánicos utilizables (K, Ca, etc.).

La **Pedología** o **Edafología** es la ciencia que estudia los suelos, y a los especialistas en esta rama se los conoce como pedólogos o edafólogos. La Edafología tiene gran importancia en Estratigrafía, por su relación con la meteorización y formación de sedimentos, con importancia especial en agricultura, estudios de vegetación y utilización racional del territorio.

11.5.1 Conceptos

Existen varios conceptos o definiciones de **suelo** dados por una serie de especialistas en la materia. Algunos de ellos se encuentran a continuación:

*“**Suelo** es un cuerpo natural de constituyentes minerales y orgánicos diferenciados en horizontes de variable espesor que difieren de lo que está arriba y abajo en morfología, propiedades físicas y químicas, composición y características geológicas” (Joffre).*

*“**Suelo** es la suma de capas naturales que ocupan parte de la superficie terrestre, que soportan vida y que tienen propiedades debido a los efectos integrados del clima y de los seres vivientes que actuaron en la roca original, condicionados al relieve y al tiempo” (Buckman y Brady).*

*“**Suelo** es la parte de la superficie terrestre que consiste en restos de roca meteorizada y materia orgánica en descomposición (**humus**), con una parte identificable de raíces, hojas y fragmentos de ramas, y otra parte no identificable de complejos orgánicos coloidales y ácidos húmicos” (Corrales et al).*

11.5.2 Perfil

El perfil es un esquema de las zonas u horizontes en los que se divide el suelo. Estos horizontes pueden ser distintivos a simple vista en color, textura, presencia o ausencia de carbonato de calcio y otras propiedades visibles.

La mayoría de los suelos, cuando tienen un desarrollo maduro, tienen tres horizontes: A, B y C. Estos, a su vez, pueden ser divididos en subhorizontes (figura 11.12).

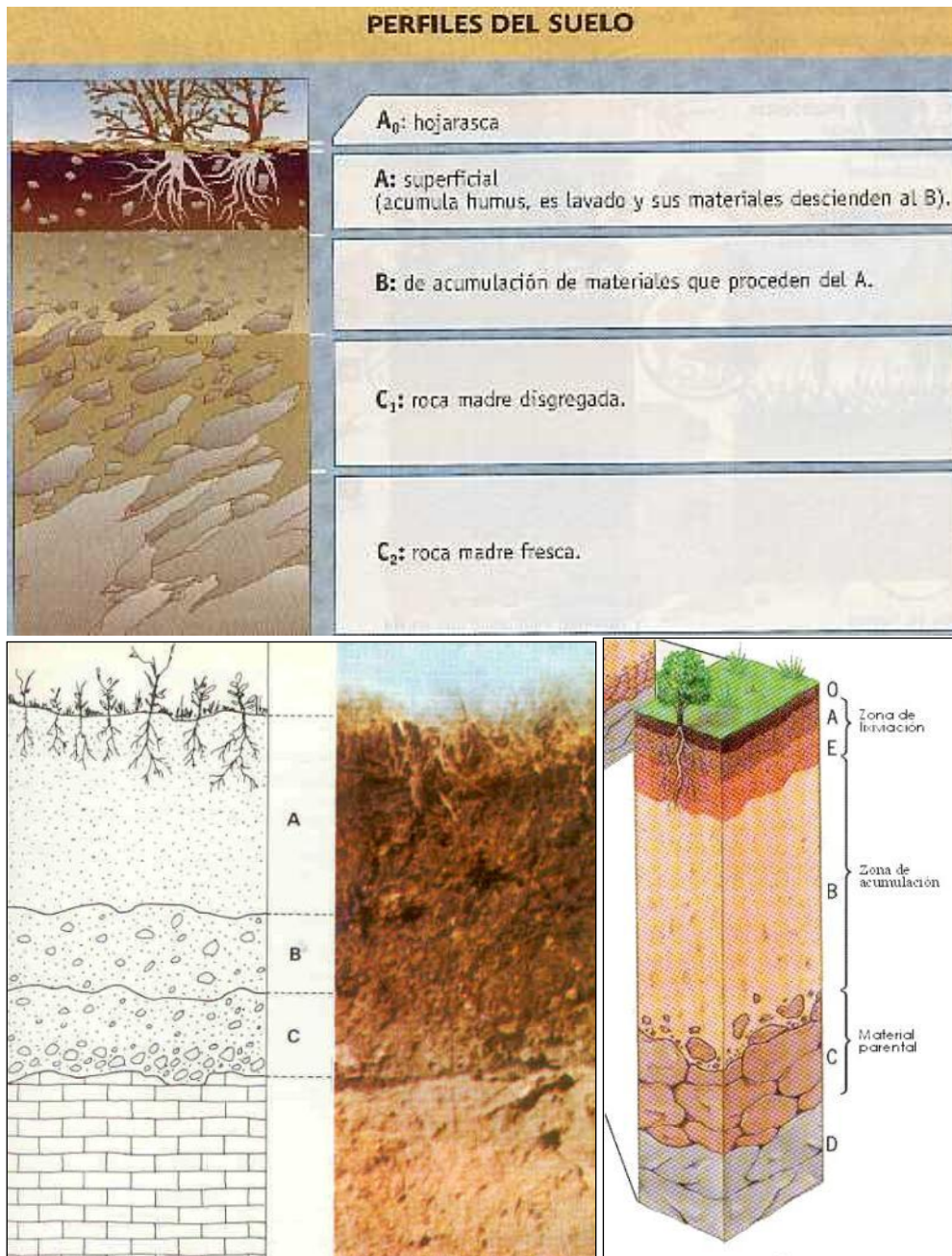


Figura 11.12. Esquemas de perfiles del suelo con la división en horizontes y subhorizontes, la descripción de los mismos y los fenómenos que ocurren en cada uno de ellos (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

Como ya se anotó, el esquema de estas divisiones y subdivisiones constituyen el perfil del suelo y tienen las siguientes características:

- ✓ **Horizonte A:** es el denominado horizonte eluvial debido a que en él se produce la **eluviación**, que es la remoción de material soluble y de partículas de arcilla por percolación de agua. Puede subdividirse en:
 - **A00:** residuos orgánicos y hojas.
 - **A0:** residuos orgánicos parcialmente descompuestos.
 - **A1:** rico en materia orgánica conocida como **humus** y, por lo tanto, de color oscuro.
 - **A2:** color claro debido al lavado de coloides y materia orgánica por eluviación.
 - **A3:** intervalo de transición con el horizonte siguiente.
- ✓ **Horizonte B:** es el denominado horizonte iluvial debido a que en él ocurre la **iluviación**, que es la redeposición de las sustancias removidas en el anterior horizonte. Puede subdividirse en:
 - **B1:** intervalo de transición con el horizonte anterior.
 - **B2:** color intenso debido a la acumulación máxima de coloides por iluviación.
 - **B3:** intervalo de transición con el horizonte siguiente.
- ✓ **Horizonte C:** es el equivalente a la regolita.

Ciertos autores designan como **Horizonte D** a la **roca madre**, es decir, la roca original del sitio, sobre la cual actúa la meteorización. Los horizontes A y B son designados como **solum** o **suelo verdadero**, ya que en ellos es donde se produce el fenómeno de **lixiviación**, que está constituido por los procesos integrados de eluviación e iluviación (Figura 11.13).

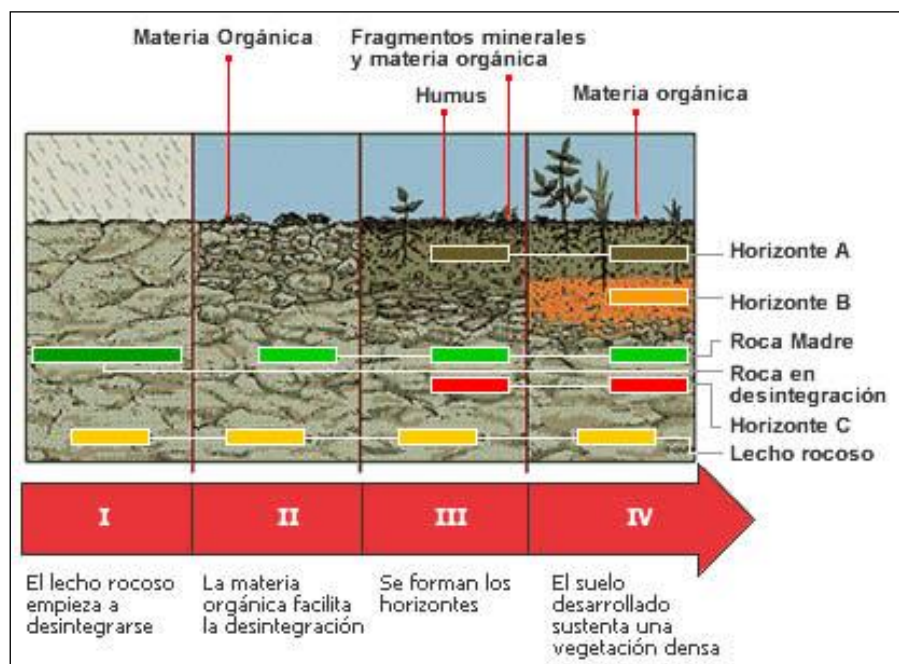


Figura 11.13. Etapas de evolución del suelo desde roca madre, a la izquierda (I), hasta suelo verdadero, a la derecha (IV) (Figura tomada de INTERNET).

11.5.3 Factores

Los suelos son generados por la acción conjunta o interacción de varios factores, entre los cuales se pueden destacar:

- **roca original (roca madre),**
- **clima,**
- **topografía (relieve),**
- **tiempo,**
- **vegetación.**

11.5.4 Clasificación

Las clasificaciones que se han hecho de los suelos son básicamente de dos tipos: **climáticas** y **morfológicas**.

11.5.4.1 Clasificaciones climáticas

También conocidas como **genéticas**, toman como base los dos aspectos principales que condicionan el clima: **temperatura y precipitación**. Este tipo de clasificaciones se pueden representar en esquemas, donde en el eje de las ordenadas se toma la variable temperatura, desde frío hasta caliente, y en el eje de las abscisas se toma la variable precipitación, desde seco hasta húmedo. Entonces, los suelos se representan como divisiones dentro del campo determinado por estas variables. Algunos de los nombres utilizados en estas divisiones son: **desierto rojo, desierto gris, desierto café, desierto rojizo-café, chestnut, chestnut rojizo, chernozem, pradera rojiza, brunizem, laterita, podzol, maderero gris y tundra** (Tabla 11.1).

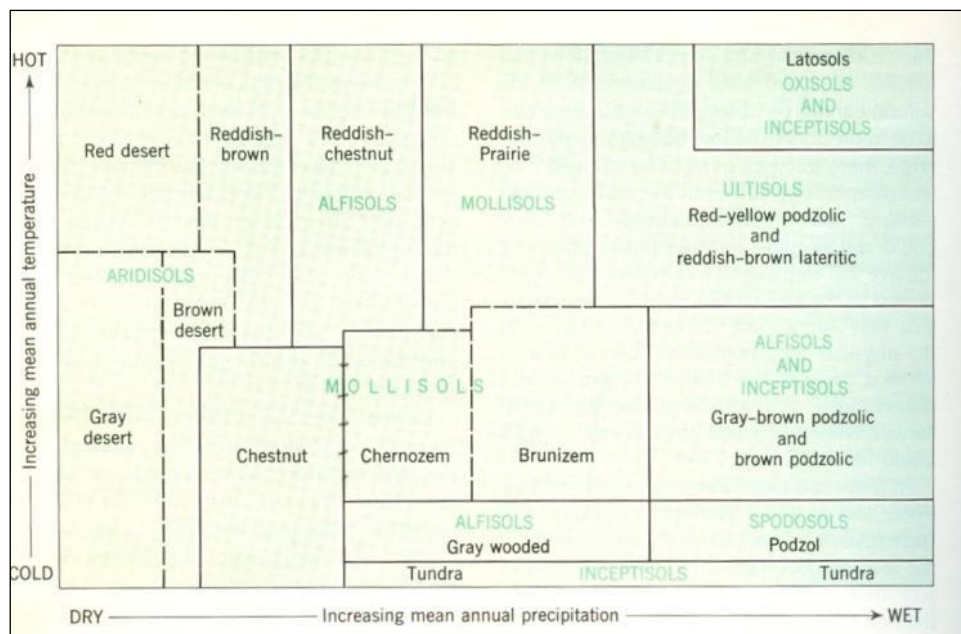


Tabla 11.1. Clasificación climática de suelos (Tomada del libro Elements of Physical Geology de J. Zumberge y C. Nelson, 1976).

11.5.4.2 Clasificaciones morfológicas

En cambio, toman como base de la clasificación las características morfológicas del suelo, es decir, el perfil del mismo. Las diferentes categorías se establecen según los horizontes presentes y las características de estos. Algunos nombres utilizados para describir las categorías son: **entisuelos, vertisuelos, inceptisuelos, aridisuelos, molisuelos, espodosuelos, alfisuelos, ultisuelos, histosuelos y oxisuelos** (Tabla 11.2).

ORDEN	Características
ENTISOL	Casi nula diferenciación de horizontes; distinciones no climáticas: aluviones, suelos helados, desierto de arena...
VERTISOL	Suelos ricos en arcilla; generalmente en zonas subhúmedas a áridas, con hidratación y expansión en húmedo y agrietados cuando secos.
INCEPTISOL	Suelos con débil desarrollo de horizontes; suelos de tundra, suelos volcánicos recientes, zonas recientemente deglaciadas....
ARIDISOL	Suelos secos (climas áridos); sales, yeso o acumulaciones de carbonatos frecuentes.
MOLLISOL	Suelos de zonas de pradera en climas templados; horizonte superficial blando; rico en materia orgánica, espeso y oscuro.
ALFISOL	Suelos con horizonte B arcilloso enriquecido por iluviación; suelos jóvenes, comúnmente bajo bosques de hoja caediza.
SPODOSOL	Suelo forestal húmedo; frecuentemente bajo conífero. Con un horizonte B enriquecido en hierro y/o en materia orgánica y comúnmente un horizonte A gris-ceniza, lixiviado.
ULTISOL	Suelos de zonas húmedas templadas a tropicales sobre antiguas superficies intensamente meteorizadas; suelos enriquecidos en arcilla.
OXISOL	Suelos tropicales y subtropicales, intensamente meteorizados formándose recientemente horizontes lateríticos y suelos bauxíticos.
HISTOSOL	Suelos orgánicos. Depósitos orgánicos: turba, lignito.... sin distinciones climáticas.

Tabla 11.2. Clasificación morfológica de suelos (Tomada de INTERNET).

Para efectos de conocimientos generales de los tipos de suelos utilizados en las distintas clasificaciones, a continuación se describen algunos de ellos:

✓ **Podzoles**

Se desarrollan en climas templados húmedos y se caracterizan por el desarrollo del subhorizonte A2 con color ceniza, debido al contenido de SiO₂, y el horizonte B con color gris oscuro, debido al contenido de humus, bases, coloides y óxidos de Fe y Al. Poseen una estructura densa y la vegetación natural es de plantas de gran tamaño (macroflora); en un desarrollo óptimo en este tipo de suelos, se implantan los bosques de coníferas (Figura 11.14).

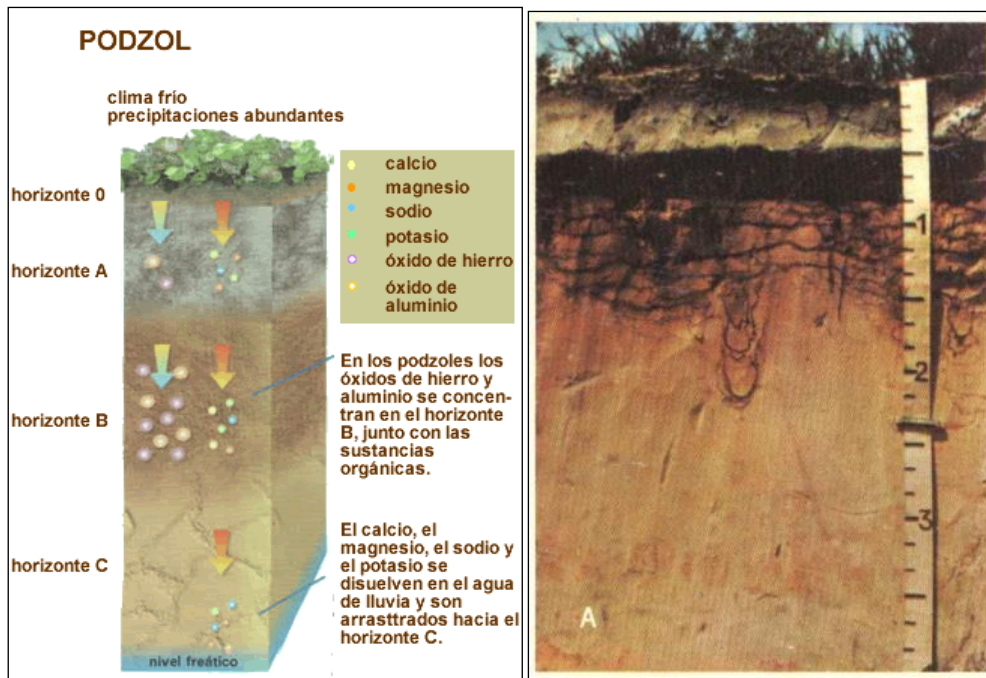


Figura 11.14. Podzol: A la izquierda – esquema del perfil de un podzol. A la derecha – foto de un podzol (ilustraciones tomadas de INTERNET y del libro Elements of Physical Geology de J. Zumberge y C. Nelson, 1976).

✓ Lateritas

Se desarrollan en climas tropicales húmedos y se caracterizan por no poseer horizontes característicos; pero, en general, poseen un color rojo parecido al ladrillo, de donde proviene su nombre (*laterita* = ladrillo en un dialecto indostano). La coloración roja se debe a la acumulación de arcillas rojas y de nódulos y láminas que están compuestos químicamente por Fe_2O_3 insoluble debido a la falta de ácidos húmicos que lo puedan movilizar. El suelo es firme y poroso y de baja fertilidad.

Las lateritas con las características anotadas se forman de manera óptima cuando la roca madre es ígnea básica y el clima es de abundantes lluvias y altas temperaturas.

En general, en las lateritas típicas, los contenidos de óxidos de Fe (Fe_2O_3) van del 40 al 50 % y los contenidos de óxidos de Al (Al_2O_3) del 20 al 25 %. Pero si el contenido de óxidos de Al llegase a aumentar hasta el 80 %, se estará en presencia de un suelo conocido como **bauxita**, que tiene las mismas condiciones climáticas formativas que las lateritas pero los materiales originales son diferentes, de manera general, ricos en Al. Por lo tanto, estos suelos se constituyen en importantes menas de Al (Figura 11.15).

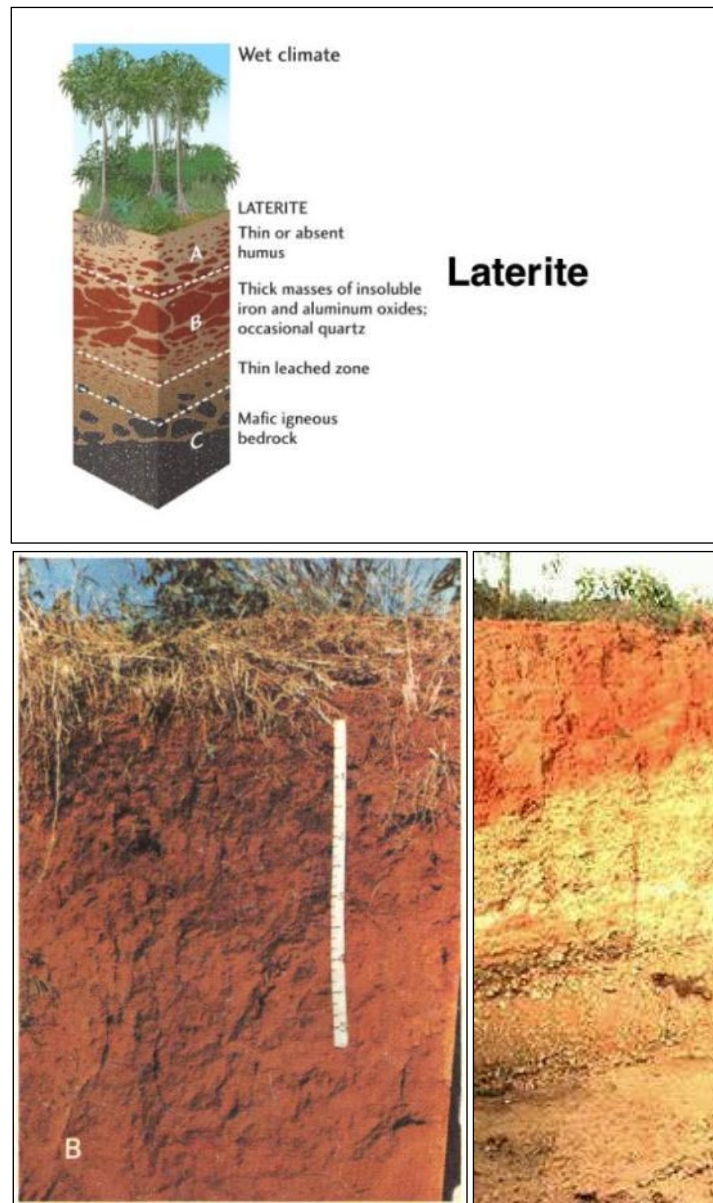


Figura 11.15. Laterita: Primera fila – esquema del perfil de una laterita. Segunda fila – fotos de lateritas (Ilustraciones tomadas de INTERNET y del libro Elements of Physical Geology de J. Zumberge y C. Nelson, 1976).

✓ **Caliches**

Son suelos que se generan en climas cálidos-áridos donde la evaporación es mayor que la precipitación. Se caracterizan por el desarrollo de un horizonte B, donde se precipita CaCO_3 en forma de nódulos, escamas y costras gruesas. La escasa precipitación hace que no se laven las bases (Ca, Mg) y, por lo tanto, la vegetación natural está constituida por hierbas y arbustos (Figura 11.16).



Figura 11.16. Caliche: A la izquierda – esquema del perfil de un caliche. A la derecha – foto de un caliche (Ilustraciones tomadas de INTERNET y del libro Elements of Physical Geology de J. Zumberge y C. Nelson, 1976).

CAPÍTULO # 12

12 MEDIOS SEDIMENTARIOS

12.1 INTRODUCCION

Desde el punto de vista estratigráfico, los **ambientes** o **medios sedimentarios** adquieren importancia al ser el lugar y conjunto de condiciones físicas, químicas y biológicas en que se realiza la acumulación de sedimentos.

Ambiente o medio sedimentario es la parte de la superficie terrestre que es física, química y biológicamente diferente a las áreas adyacentes (*Selley, 1970*). (Concepto Geográfico).

Ambiente o medio sedimentario es el complejo de las condiciones físicas, químicas y biológicas bajo las que se acumulan sedimentos y que en gran parte determinan sus propiedades (*Krumbein y Sloss, 1963*). (Concepto Genético).

Ambiente o medio sedimentario es el lugar en que se realizan procesos sedimentarios, que pueden individualizarse de las zonas limítrofes por sus **características físicas, químicas y biológicas**, que van también a determinar las propiedades del sedimento (*Rigby, 1972*). (Concepto Geográfico – Genético) (Figura 12.1).

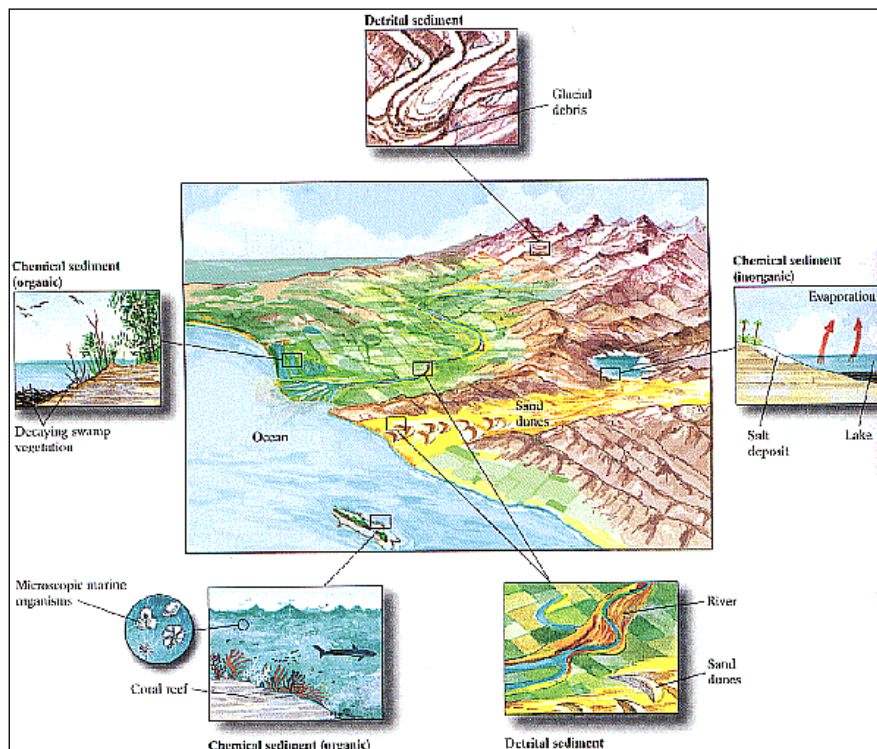


Figura 12.1. Características de algunos ambientes sedimentarios (Figura tomada de INTERNET).

Características físicas: velocidad, dirección y variaciones en el movimiento del fluido, corrientes de agua, oleaje, mareas, vientos, tipo de meteorización, clima, temperatura, humedad, precipitación, frecuencia de heladas, etc.

Características químicas: condiciones del pH y el Eh, la geoquímica de la roca madre y la interacción química entre el sedimento y el ambiente.

Características biológicas: la influencia de la flora sobre los procesos sedimentarios, lo mismo que la fauna, formación de suelos, erosión, etc.

Los procesos de erosión predominan en las regiones subaéreas con solo pequeñas zonas de sedimentación local. Los procesos de sedimentación son característicos de condiciones subacuáticas, concentrándose en las regiones marinas litorales.

Facies sedimentaria se aplica a las masas de sedimentos y rocas sedimentarias, que se pueden distinguir unas de otras por sus características litológicas, geométricas, estructuras sedimentarias, red de paleocorrientes, fósiles, etc. (Figura 12.2).

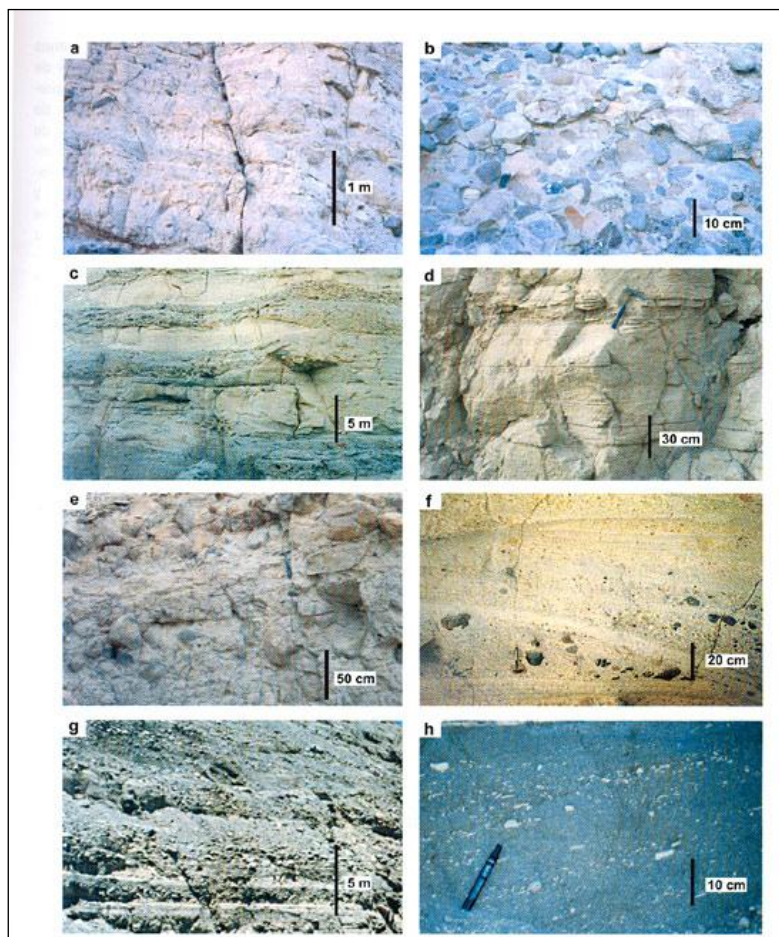


Figura 12.2. Ejemplos de Facies Sedimentarias Turbidíticas (Fotos tomadas de INTERNET).

Parte importante de la Estratigrafía es interpretar y reconstruir los ambientes sedimentarios a partir de las características de las facies sedimentarias.

12.2 CLASIFICACIÓN DE LOS AMBIENTES O MEDIOS SEDIMENTARIOS

Las primeras clasificaciones han tenido una base geográfica (Grabau, 1930; Twenhofel, 1939; Pettijohn, 1956; Dumbor & Rodgers, 1957; Krumbein & Sloss, 1959), dividiendo los medios en tres grandes conjuntos: **continentales**, **marinos** y **de transición** (Figura 12.3). Destacándose, entre estas primeras clasificaciones, las divisiones detalladas de los ambientes continentales y, a partir de 1960, el detalle de los medios marinos.

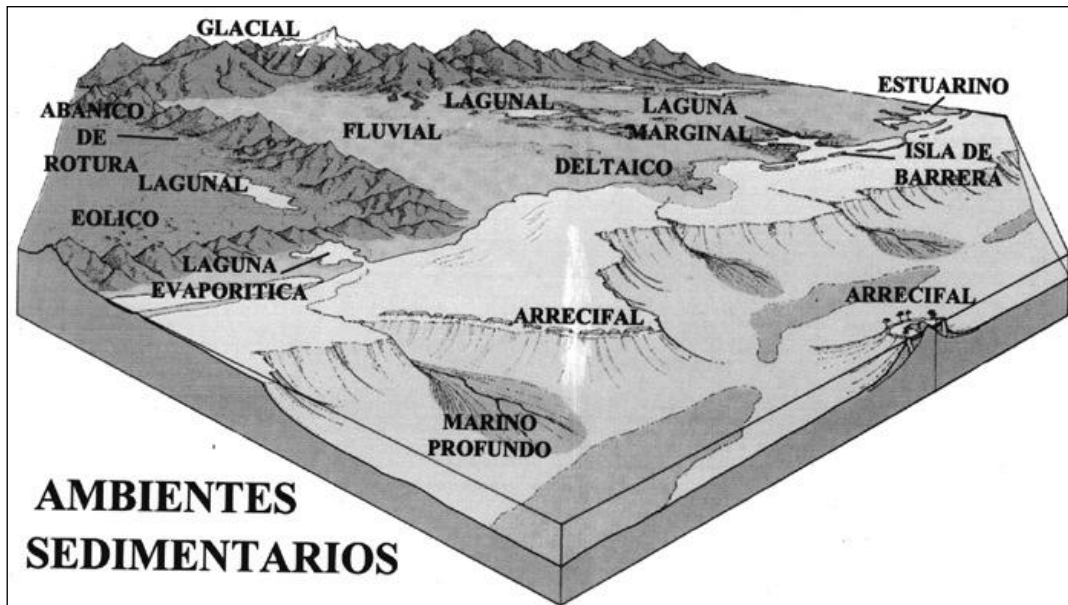


Figura 12.3. Ambientes Sedimentarios Continentales, Marinos y De Transición (Figura tomada de INTERNET).

Las tendencias actuales de las clasificaciones están más relacionadas con la masa de sedimentos acumulados que con su caracterización geográfica y morfológica. Por esta razón, pierden importancia los ambientes que tienen poca representación en la columna estratigráfica (periglaciales, palustres, etc.) y ganan atención aquellos que se encuentran bien representados (medios litorales y depósitos de turbiditas).

12.3 AMBIENTES O MEDIOS SEDIMENTARIOS CONTINENTALES

Estos ambientes juntos con los de transición son los mejor conocidos por el hombre, debido a su accesibilidad; pero en las series antiguas, tienen menor importancia. Debido a que estos aportan sedimentos que no se localizan en verdaderas cuencas de acumulación, son erosionados fácilmente, a excepción de los medios fluviales o lacustres y palustres.

Se diferencian en dos grupos:

- Aquellos en que el agua es un elemento subordinado: **eólicos (desiertos y eólicos costeros)**, **áridos (abanicos aluviales)**, **glaciares** y **periglaciares**.
- Aquellos en que el agua es el agente principal de depósito: **fluviales (ríos)**, **lacustres (lagos)** y **palustres (pantanos)**.

12.3.1 Medios sedimentarios eólicos

Se caracterizan estos medios porque en ellos el agente principal de transporte y depósito es el viento. Existen diferentes marcos geográficos en los que el viento puede transportar y depositar partículas sueltas, ya que, como señala Allen (1970), la condición indispensable para que el viento pueda actuar es la ausencia de cobertura vegetal o de suelo.

Desde el punto de vista climático los medios eólicos pueden encontrarse en regiones tanto con climas áridos como húmedos. Los desiertos y las llanuras aluviales adyacentes a casquetes glaciares corresponden a medios eólicos de regiones con climas áridos, mientras que la acción eólica sobre costas arenosas puede tener lugar en zonas tanto áridas como húmedas.

12.3.1.1 Desiertos

En la actualidad el medio eólico de mayor extensión superficial y el que presenta una gama más variada de sedimentos es el representado en los **desiertos**.

Desierto es un área en la superficie terrestre caracterizada por una baja precipitación, temperatura elevada (al menos por temporadas) y una proporción más alta de evaporación que de precipitación. En el sentido tradicional, la palabra desierto encierra un sol ardiente, arena seca y un área inacabable de tierra desolada y deshabitada, a excepción de ciertos cactus, insectos y reptiles.

Se encuentran localizados en regiones de latitudes medias o bajas (Figura 12.4), caracterizadas por la escasez de precipitaciones; la media anual de éstas suele ser inferior a 20 mm; ello hace que carezcan de un drenaje normal.

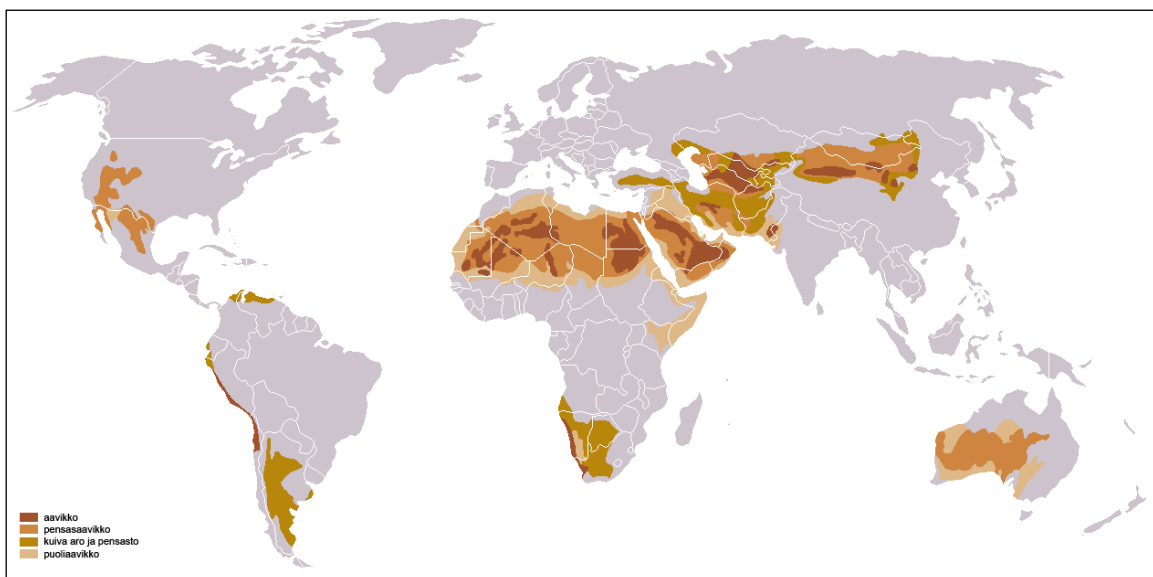


Figura 12.4. Localización mundial de los desiertos (Figura tomada de INTERNET).

La meteorización, debido a la escasez de agua, es predominantemente de tipo mecánico. La química se manifiesta en un debilitamiento de las rocas, como

consecuencia de las reacciones producidas por el depósito de rocío, durante la noche, sobre la superficie.

El material resultante de la meteorización, que abarca una extensa gama de tamaños, será transportado por corrientes efímeras, formadas en las épocas de lluvias, y llevado hacia las partes de relieve más bajo. Al cesar la acción del agua el material de tamaños más pequeños (arenas y limos) será movilizado por el viento; este proceso recibe el nombre de **deflación**, y mediante él las partículas pueden ser llevadas hasta regiones peridesérticas.

El viento transporta las partículas de tres modos diferentes: por **suspensión**, por **saltación** y por **deslizamiento superficial** (creep) (Figura 12.5). Los materiales de tamaño limo viajan, generalmente, en suspensión. Las arenas suelen transportarse mediante una combinación de saltación y deslizamiento superficial; las de tamaños más gruesos se deslizan sobre la superficie al ser golpeadas por los granos que van en saltación.

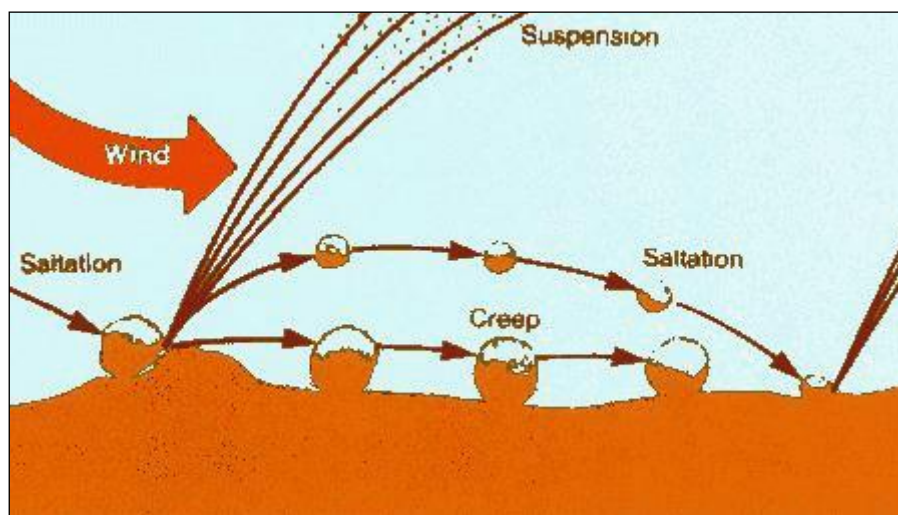


Figura 12.5. Tipos de Transporte Eólico (Figura tomada de INTERNET).

✓ Tipos y características de los depósitos desérticos

Los depósitos típicos de los desiertos son los producidos por la acumulación de arenas; no obstante existen otros, estrechamente relacionados con este medio, depositados en sus márgenes o bien formados en el propio desierto, aunque tienen una importancia mucho menor que las acumulaciones de arenas.

Los depósitos debidos a corrientes, en los medios desérticos, se conocen con el nombre de **Fanglomerados**.

Las arenas forman en los desiertos diversos tipos de acumulaciones, entre las que se encuentran:

- Las **crestas** son formas transversas, constituidas por arenas, generalmente gruesas, gránulos y cantos.
- Los **ripples** de arena desérticos presentan una gran extensión lateral, siendo sus crestas rectas o ligeramente sinuosas y dispuestas transversalmente a la dirección del viento. En corte se observa su carácter

asimétrico, con el flanco más suave en la dirección de donde procede el viento.

- Las acumulaciones más llamativas y más importantes de las arenas son las **dunas**. Entre ellas se encuentran formas diversas: **longitudinales**, **transversales**, **barjanes** y **equidimensionales**, como tipos más frecuentes.

Además de las acumulaciones acabadas de citar, pueden encontrarse, en los desiertos, extensas **llanuras de arena**, las cuales presentan, internamente, una estratificación horizontal.

Algunos desiertos están localizados en cuencas endorreicas (cuencas de drenaje interior, sin comunicación con el mar). Las aguas que llegan a ellas originan **lagos**, los cuales tendrán carácter salino, en la mayoría de los casos. Lo más frecuente es que estos lagos ocupen grandes extensiones en relación con la escasa profundidad de sus aguas; por lo general tienen una vida muy efímera, donde la evaporación predomina sobre los aportes de agua. El lugar que ésta ocupaba quedará marcado, al desaparecer aquella, por una llanura de fango y sales que recibe el nombre de **playa**, denominación que no debe confundirse con la de playa litoral. Las sales más frecuentes en estos lugares son la halita y el yeso (Figura 12.6).



Figura 12.6. Paisajes desérticos en diferentes partes del mundo que muestran estructuras y depósitos típicos de estas regiones (Fotos tomadas de INTERNET).

12.3.1.2 Medio eólico costero

En aquellas costas expuestas a fuertes vientos, que soplan del océano hacia tierra predominantemente, se pueden desarrollar acumulaciones en forma de

dunas, siempre que exista una fuente suficiente de arena. Generalmente son dunas de **tipo barján** o **transversales**, que serán semejantes a las desérticas si el clima es seco; en regiones húmedas las formas son más complejas como consecuencia de la influencia de la vegetación en su desarrollo. Entre las dunas costeras son muy frecuentes las constituidas por clastos calcáreos. Para ellas se ha propuesto el término de **eolianitas** cualquiera que sea su forma o estructura.

12.3.2 Medios de zonas áridas

Los depósitos más típicos de estos medios son los **abanicos aluviales** (Figura 12.7) originados por acumulaciones de aluviones en el piedemonte. Los abanicos aluviales son más comunes en zonas áridas que en zonas húmedas. La primera condición para la formación de abanicos aluviales es la existencia de una zona topográfica elevada adyacente a una zona de relieve casi llano.

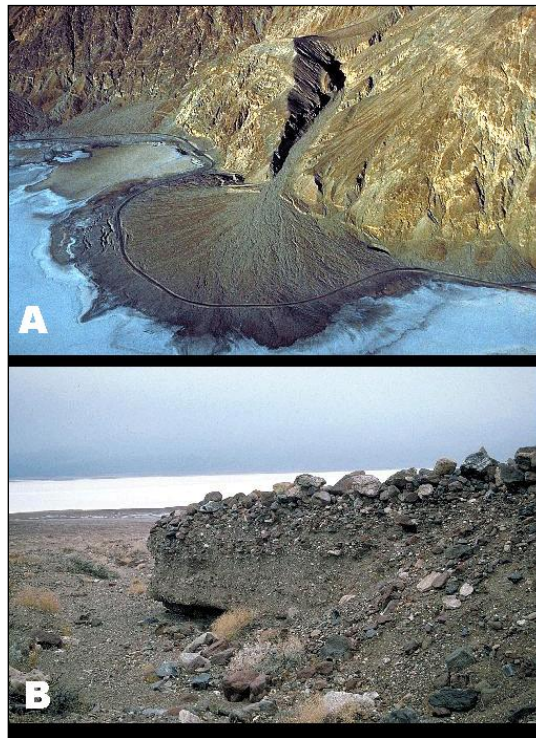


Figura 12.7. Abanicos Aluviales: A. Geomorfología. B. Facies (Fotos tomadas de INTERNET).

Los abanicos aluviales tienen las siguientes características:

- Derivan de un área fuente.
- El material es transportado por una sola corriente de agua.
- El depósito del material presenta forma de cono.
- Cada capa del abanico representa un solo período de acumulación.

Al conjunto de conos aluviales que constituyen un abanico aluvial se los conoce con el nombre de **bajada**. El **pavimento desértico** es una zona donde no se produce erosión ni sedimentación, formando superficies de poca inclinación compuestas por fragmentos angulosos de rocas ($\phi \cong 1$ cm a varias decenas de centímetros) empaquetados apretadamente.

Los abanicos aluviales poseen características que son específicas de ellos y otras que pueden presentarse en otros medios. Se pueden reconocer los siguientes tipos de depósitos:

- Depósitos debidos a corrientes laminares.
- Depósitos de canal.
- Depósitos de tamiz.
- Depósitos de flujos de detritos (debris flows).

12.3.3 Medios sedimentarios glaciares

Glaciar es un cuerpo de hielo que fluye sobre la superficie terrestre por impulso de la gravedad y que consta principalmente de nieve recristalizada.

En la actualidad, los glaciares contienen más del 2 % de toda el agua del globo terrestre y cubren cerca del 10 % de la superficie terrestre. Pero en épocas anteriores, durante los últimos dos o tres millones de años (Pleistoceno-Plioceno), los glaciares cubrieron cerca de 1/3 de la superficie terrestre y contuvieron aproximadamente 8 % del volumen de agua. Los glaciares se originan cuando la precipitación anual de nieve excede la cantidad que se funde cada año. Una sucesión de tales condiciones causa que los glaciares aumenten de tamaño. Por lo tanto, se originan en climas donde la temperatura anual es menor a cero grados centígrados, es decir, en altas latitudes y a grandes alturas en otras latitudes.

Al límite de las nieves permanentes en cualquier latitud se lo denomina **línea de las nieves perpetuas**. Esta línea puede variar desde cero metros sobre el nivel del mar, en latitudes altas, hasta grandes alturas (alrededor de 4.500 m), en latitudes bajas.

Se los considera como reservorios de aguas temporales del ciclo hidrológico y en otro sentido como agentes geológicos capaces de modificar el área que ocupan.

Cuando la temperatura baja a 0° C, parte de la humedad atmosférica se sublima y se precipita, entonces, en forma de cristales hexagonales microscópicos de variadas formas, denominados **copos de nieve**. Se acumula en racimos de cristales que, debido a su extrema porosidad, son penetrados por el aire y se convierten en granos casi esféricos, adoptando toda la masa una textura granular que disminuye la porosidad y aumenta la densidad (**neviza**). Cuando el cuerpo granular adquiere una densidad de 0,8 se vuelve impermeable al aire y entonces se denomina **hielo** (Figura 12.8). Tan pronto como este cuerpo de hielo llega a ser lo bastante grueso, comienza a fluir y se convierte en un glaciar. El espesor para que el hielo fluya varía entre 60 y 90 metros.



Figura 12.8. Formación de Hielo Glaciar (Figura tomada de INTERNET).

El flujo de los glaciares es un flujo muy lento. El flujo superficial es mayor hacia el centro del glaciar que hacia los lados. El perfil de velocidad vertical demuestra que la velocidad es mayor en la superficie y disminuye progresivamente hasta el contacto del glaciar con el terreno (Figura 12.9).

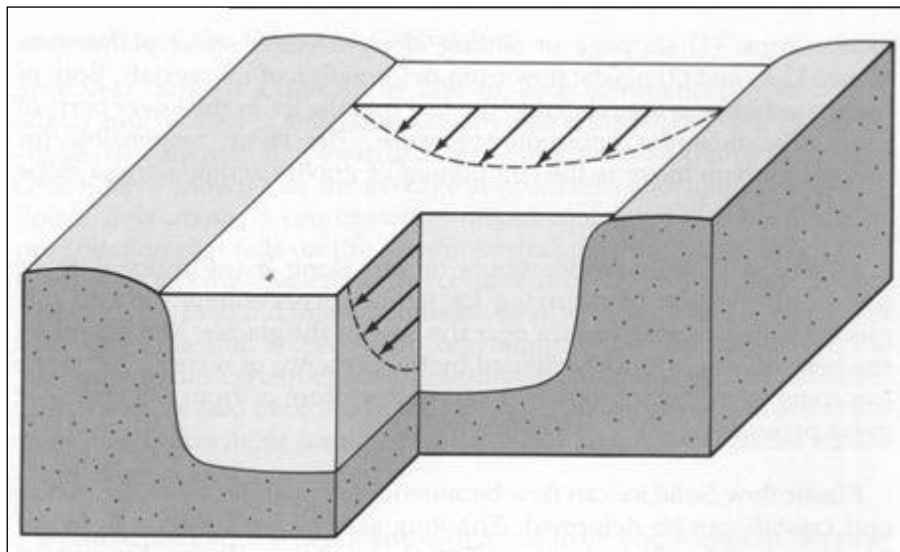


Figura 12.9. Perfil de Velocidades del Glaciar (Figura tomada del Libro Principles of Physical Geology de John E. Sanders).

Muchos glaciares están cortados por **grietas**, que son fisuras profundas en la parte superior del glaciar. En general, tienen menos de 45 m de profundidad.

Los glaciares pueden ser clasificados en tres grandes grupos:

- ✓ **glaciares de valle:** son glaciares que fluyen a través de valles en forma de **U** que fueron antes valles de ríos. Los glaciares de este tipo no esculpen su propio valle, sino que se encauzan por los valles de ríos antiguos y los moldean, dándole la forma característica de (Figura 12.10).



Figura 12.10. Glaciares de Valle (Figura tomada de INTERNET).

- ✓ **glaciares de piedemonte:** son glaciares situados sobre una planicie en la base de una montaña. Tienen la forma de un sartén alimentado por uno o más glaciares de valle. Son relativamente raros (Figura 12.11).



Figura 12.11. Glaciar de Piedemonte (Figura tomada de INTERNET).

- ✓ **mantos de hielo:** son glaciares amplios y de forma irregular que cubren grandes extensiones sobre la superficie terrestre. También se los denomina **capas de hielo** (Figura 12.12).



Figura 12.12. Manto de Hielo de Antártica (Figura tomada de INTERNET).

La erosión glacial se manifiesta, principalmente, a través de dos procesos: **abrasión glacial** y **arranque glacial** (Figura 12.13).

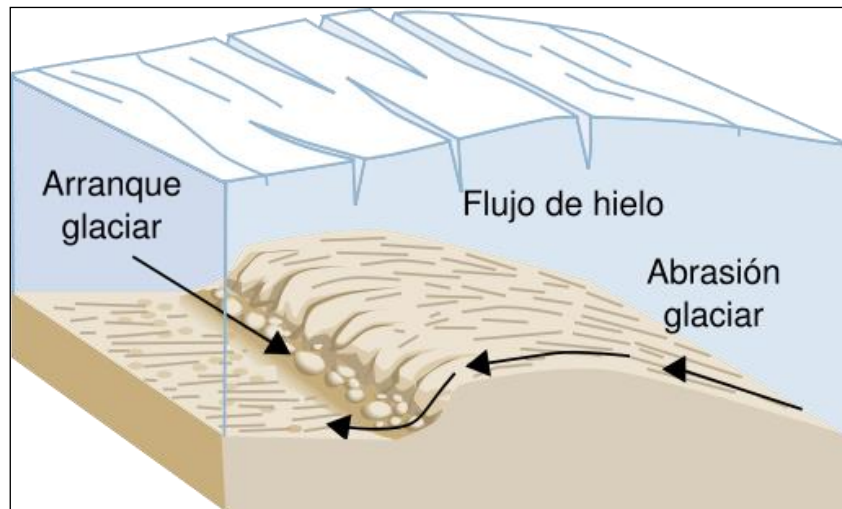


Figura 12.13. Abrasión y Arranque Glaciar (Figura tomada de INTERNET).

12.3.3.1 Depósitos Glaciales

Till es un sedimento sin estratificación y mal clasificado, constituido por arcillas duras y densas con mezcla de arenas, guijarros y bloques en forma caótica. El till se presenta en dos formas de relieve o geoformas (Figura 12.14):

- **Morrena de fondo:** es un terreno que se presenta, generalmente, suavemente ondulado o casi plano, pero que puede contener colinas suaves y alargadas según el eje de avance del glaciar producto del moldeado de la morrena de fondo, que se denominan **drumlins**.
- **Morrena Terminal:** es un cinturón de colinas (camellón) transversal al eje de avance del glaciar, que marca la última posición del frente del glaciar antes de que se retractara.

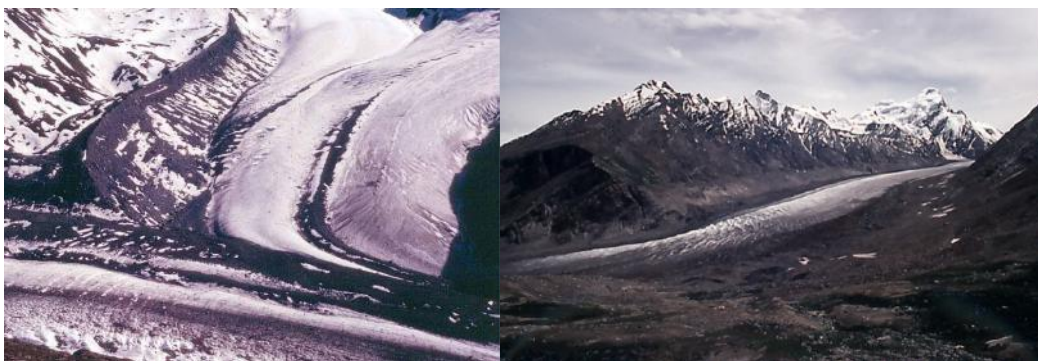


Figura 12.14. Morrenas Terminal y de Fondo (Figuras tomadas de INTERNET).

- ✓ **Otros depósitos:** Eskers. Kames. Marmitas (kettles). Terrazas kames. Depósitos fluvio-glaciales. Bloques erráticos, rocas aborregadas, depósitos lacustre-glaciales (Figuras 12.15 y 12.16).

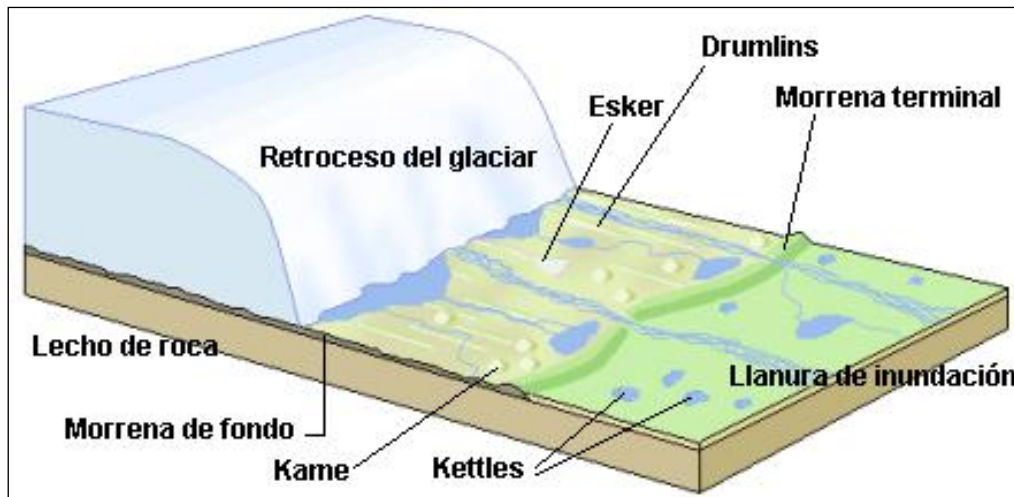


Figura 12.15. Depósitos dejados por los Glaciares (Figura tomada de INTERNET).



Figura 12.16. Bloque Errático y Lago Glaciar (Fotos tomadas de INTERNET).

12.3.4 Medio sedimentario periglacial

Se localiza en regiones cuya temperatura media anual oscila entre -4° y $+4^{\circ}$ C. A lo largo del día las variaciones en la temperatura son muy acusadas, lo cual provoca una continua fusión y congelación del agua.

Aunque la meteorización química es más importante que en el medio glaciar, sigue habiendo aquí un neto predominio de la meteorización mecánica; por ello, los sedimentos de este medio son poco maduros, desde el punto de vista mineralógico. El transporte de materiales, en este medio, es poco importante, por lo cual el desgaste será nulo, conservando los clastos la forma original; es decir, angulosos y aplanados.

Desde el punto de vista estratigráfico, los depósitos periglaciares tienen poca importancia, ya que, dado su escaso volumen y el ser fácilmente erosionados, raramente quedan conservados entre los sedimentos de épocas antiguas.

El depósito típico de medios periglaciares es el **loess** (Figura 12.17). Se caracteriza por estar formado por granos angulosos, de cuarzo, cuyos tamaños quedan comprendidos dentro de la fracción limo; contiene siempre carbonato cálcico. Los granos de cuarzo se producirían como consecuencia de la abrasión glaciar, siendo tomados posteriormente por el viento y transportados a zonas periglaciares.



Figura 12.17. Depósitos de Loess (Fotos tomadas de INTERNET).

12.3.5 Medio sedimentario fluvial

Constituye uno de los medios continentales de mayor importancia estratigráfica, puesto que en ellos se han acumulado gran cantidad de sedimentos, a lo largo de toda la Historia de la Tierra, habiendo quedado conservados en la columna geológica. Por otra parte, dada la universalidad de los ríos o corrientes fluviales, sus depósitos tienen una amplia distribución geográfica.

Río es un cuerpo de agua que acarrea partículas de roca y fluye pendiente abajo a lo largo de un curso definido.

Valle es el lugar por donde fluye o corre el río. También se lo conoce como **canal**.

En las partes altas, es decir de mayor energía, el canal toma una forma de **V** en un corte transversal al valle y es más o menos **recto** en su trazado superficial; en cambio, en las partes bajas, de menor energía, el canal toma transversalmente una forma de **U** amplia y el trazado superficial es en forma de curvas en **S** que se denominan **meandros** (Figura 12.18).



Figura 12.18. A la izquierda, río en parte alta con su valle en V. A la derecha, río en parte baja con meandros (Fotos tomadas de INTERNET).

A continuación se describen algunos tipos de ríos:

- **Río Perenne o Permanente** es aquel que tiene agua fluyendo durante todo el año. Es un río de clima húmedo.
- **Río Temporal, Estacional o Intermitente** es aquel que tiene agua sólo durante las estaciones o temporadas de lluvia y en las estaciones secas deja de fluir.

- **Río Efímero** es aquel que fluye durante o inmediatamente después de una lluvia. Este tipo, como el anterior, es un río de clima árido.
- **Río Efluente** es aquel que es alimentado por agua subterránea durante las estaciones secas. Es un río de clima húmedo y el río perenne es un ejemplo de este tipo.
- **Río Influyente** es aquel que alimenta las aguas subterráneas. Es un río de clima árido y el río efímero es un ejemplo de este tipo.
- **Río Afluente o Tributario** es aquel río que alimenta superficialmente a ríos más grandes.
- **Río Distributivo** es aquel río pequeño que se deriva de un río grande en la desembocadura.

El agua en casi todas las corrientes naturales fluye tan rápidamente que las líneas de corriente se desvían, llegando a formarse turbulencias, es decir, tienen un **flujo turbulento**. Parte de la energía del río, expresada por su turbulencia, mueve las partículas de roca y erosiona el canal, es decir cumple un **trabajo geológico**.

Carga es la cantidad de material que acarrea o transporta un río (Figura 12.19). Existen cuatro tipos de carga:

- **Carga de fondo:** son las partículas que son transportadas en contacto permanente o momentáneo con el lecho del río por **empuje (tracción)**, **rodadura** y **saltación**; esta carga se encuentra constituida por las partículas de mayor tamaño (gravas) y/o mayor densidad.
- **Carga suspendida o en suspensión:** son las partículas transportadas suspendidas en la masa de agua; esta carga se encuentra constituida por las partículas de menor tamaño (arenas finas, limos y arcillas).
- **Carga en disolución:** son los materiales transportados en disolución, producto de la meteorización química; esta carga se encuentra a escala de la molécula y del ión.
- **Carga en flotación:** son los materiales transportados flotando en la superficie de la corriente; esta carga está constituida por materiales de menor densidad que el agua y puede tener diferentes orígenes.

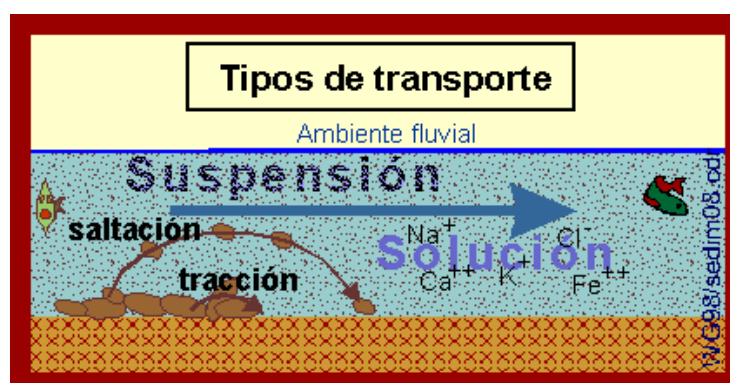


Figura 12.19. Tipos de Carga de los Ríos (Figura tomada de INTERNET).

Cuando el material transportado por un río se asienta temporal o definitivamente, se produce la depositación y, por ende, una serie de acumulaciones de material tanto en el curso de la corriente como en la desembocadura del mismo.

12.3.5.1 Depósitos fluviales

Los depósitos más notables son: las **barras** o **islas de arena**, las **barras de punta**, los **rellenos de canal**, los **diques**, las **llanuras de inundación**, los **meandros abandonados**, las **terrazas**, los **deltas** y los **abanicos aluviales** (Figuras 12.20).

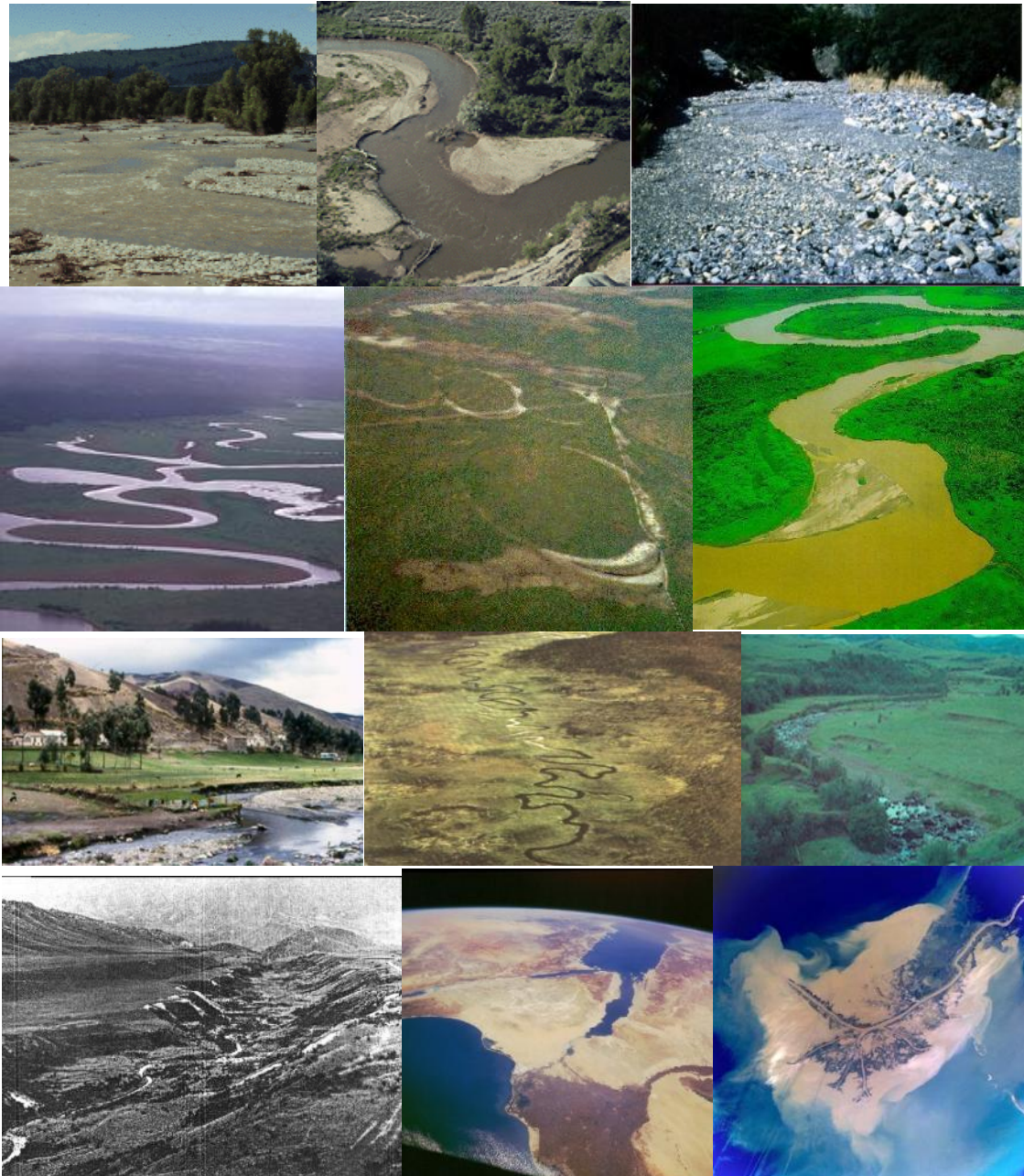


Figura 12.20. Depósitos fluviales: Primera Fila: Islas de arena. Barras de punta. Relleno de canal. Segunda y Tercera Filas: Llanuras de inundación. Meandros abandonados. Barras de punta. Cuarta Fila: Terrazas. Deltas (Fotos tomadas de INTERNET).

Patrón de canal es la configuración superficial de un canal. Existen tres patrones de canal básicos (Figura 12.21):

- **Recto:** es una configuración cercana a la línea recta y por lo general es controlada por una falla o un plegamiento.

- **Anastomosado o Ramificado:** es una configuración en la cual una corriente única se divide en flujos menores que forman un entrecruzado o ramificación debido a la conformación de depósitos en forma de barras alargadas en el sentido de la corriente.
- **Meándrico:** es una configuración en la que el río presenta curvas en forma de S que se denominan **meandros**. Este tipo de ríos se forma generalmente en partes bajas y presenta una evolución notable con respecto a su trazado en el tiempo.

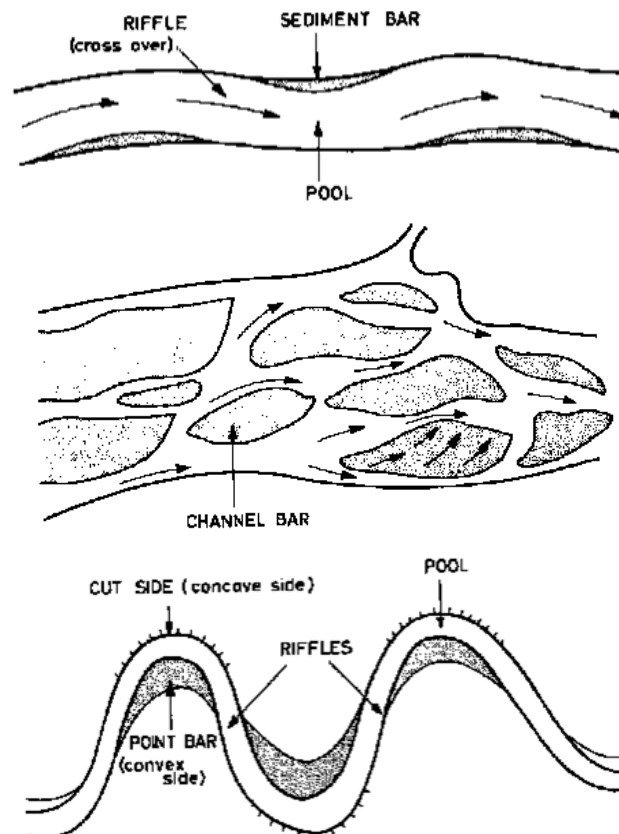


Figura 4.21. Patrones de Canales: Recto. Ramificado. Meándrico (Figuras tomadas de INTERNET).

Cuenca hidrográfica es una parte de la superficie terrestre que es drenada por un río y sus afluentes (Figura 12.22). El límite entre dos cuencas adyacentes es una parte alta, por lo general una sierra o cordillera, que se denomina **divisoria de aguas** o **divortium aquarum**. Las divisorias de agua son también denominadas **portetes**.

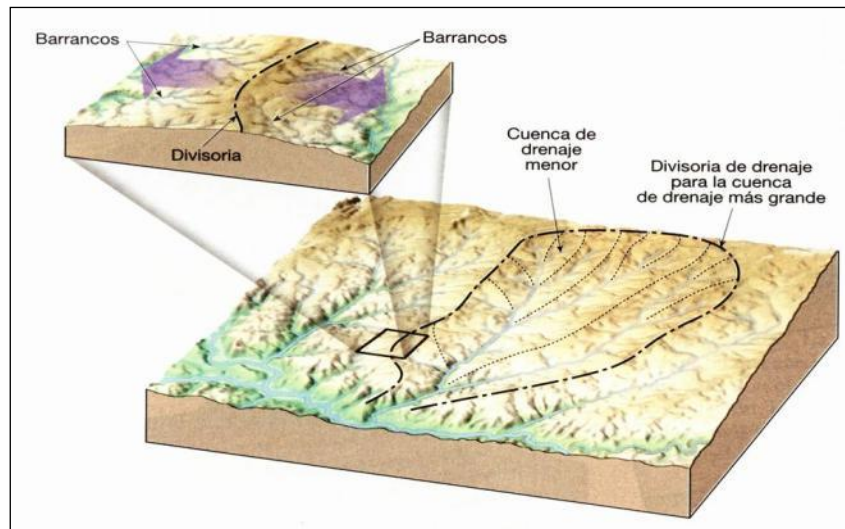


Figura 12.22. Cuenca Hidrográfica (Figura tomada de Apuntes del Ing. Héctor AYón).

Para conocer la importancia de las cuencas hidrográficas se les atribuye un **orden** que va de acuerdo a la distancia en ramificación hasta el río principal (Figura 12.23). El orden de la cuenca se lo representa por un número que, mientras más alto es, mayor es la importancia de la cuenca. Las cuencas hidrográficas también son conocidas como **hoyas**.

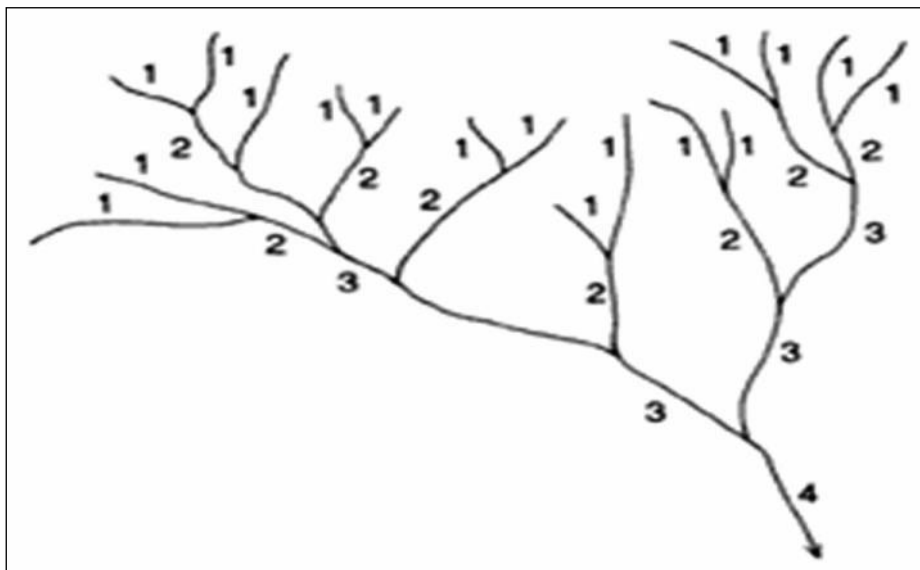


Figura 12.23. Cuenca Hidrográfica de Cuarto Orden (Figura tomada de Apuntes del Ing. Héctor Ayón).

12.3.6 Medio sedimentario lacustre

Lago es una gran extensión de agua rodeada de tierra que se encuentra acumulada en una cuenca.

Medio lacustre es el medio sedimentario que comprende los lagos.

Limnología es la ciencia que estudia los lagos.

Las cuencas donde se forman los lagos tienen orígenes variados: valle bloqueado por un levantamiento local, por fallamiento, cráter o caldera, valle bloqueado por deslizamiento de tierra, terreno congelado que se deshiela, meandro estrangulado, hundimiento, excavación en la roca por un glaciar en el depósito glacial, por deflación, cierre de una bahía, etc.

Los lagos según el clima pueden clasificarse en:

- **Lagos en regiones áridas:** en estas regiones los lagos son más bien escasos, someros y salados; además, muchos son intermitentes. Son someros y salados porque en estas regiones la evaporación es mayor que la precipitación y son intermitentes debido a las variaciones estacionales. Se encuentran entre estos lagos los lagos-playas y otros lagos salinos alrededor del mundo, tales como el Mar Caspio y el Mar Muerto. Un **lago pluvial** es un lago antiguo que existió en un clima anterior, diferente al actual, en zonas que son áridas en el presente.
- **Lagos en regiones húmedas:** en estas regiones, la entrada de agua supera a la evaporación y no existe casi infiltración; más bien el agua subterránea también alimenta estos lagos. Son lagos por lo general profundos y de agua dulce y que poseen un desagüe. Se consideran entre estos lagos los Grandes Lagos en el límite entre Canadá y los Estados Unidos de Norteamérica (Figura 12.24).



Figura 12.24. Lagunas ecuatorianas: Cuicocha. Quilotoa. Toreadora. Limoncocha (Fotos tomadas de INTERNET).

Puede encontrarse en los medios lacustres los siguientes **tipos de sedimentos: detríticos y biodetríticos, químicos, bioquímicos y orgánicos.**

- La granulometría del **sedimento detrítico** en un lago es muy variada, yendo desde gravas a arcillas; no obstante, predominan los tamaños correspondientes a las fracciones más finas: limos y arcillas, quedando los más gruesos restringidos, generalmente, a la orla litoral. Entre los **depósitos biodetríticos** los más importantes son los producidos por la

acumulación de conchas de bivalvos; generalmente estos organismos viven en aguas someras y agitadas.

- Los **sedimentos químicos** más abundantes en los lagos son: carbonatos, sulfatos, calcio, magnesio y potasio, apareciendo también nitratos. Su precipitación depende de los valores de pH y Eh, de la temperatura de las aguas, así como de la concentración y producto de solubilidad de cada compuesto. Dentro de los sedimentos químicos típicos se encuentran las **evaporitas**. Entre los sulfatos, los de calcio -yeso y anhidrita- son los más frecuentes. El cloruro sódico -halita- es menos frecuente que los carbonatos y sulfatos en los depósitos lacustres. Actualmente las evaporitas se forman en zonas áridas de regiones cálidas situadas a ambos lados de la franja ecuatorial. En los lagos pueden precipitar también minerales de hierro; en unos casos su formación es puramente química, mientras que en otros pueden haber intervenido determinados organismos tales como bacterias.
- De origen claramente **bioquímico** existen varios tipos de sedimentos carbonatados. Los **oncolitos**, formados como consecuencia de algas azul-verdes, presentan una forma ovoide los más pequeños, o casi esférica los de tamaños mayores. Existen también otros depósitos debidos a la actividad de algas; son costras que se encuentran en zonas poco profundas -menos de 5 a 6 m- en lagos con aguas cálidas.
- Entre los **sedimentos de origen orgánico** pueden diferenciarse dos grupos: aquellos que están constituidos por acumulaciones de partes duras de los organismos -y que no han sufrido un verdadero transporte- y los que están formados por el depósito de las partes blandas. A los primeros corresponden los **sedimentos de diatomeas**, que se localizan en lagos de regiones frías, ya que el desarrollo de estos organismos está favorecido por temperaturas bajas. Las partes blandas de los organismos que viven en un lago, al morir éstos, se acumulan y lo hacen generalmente junto con los sedimentos más finos. Los productos resultantes son de varios tipos, dependiendo de la naturaleza de la materia orgánica original y de las características físico-químicas del medio. Los más importantes son el **sapropel** y la **gyttja** (Figura 12.25).

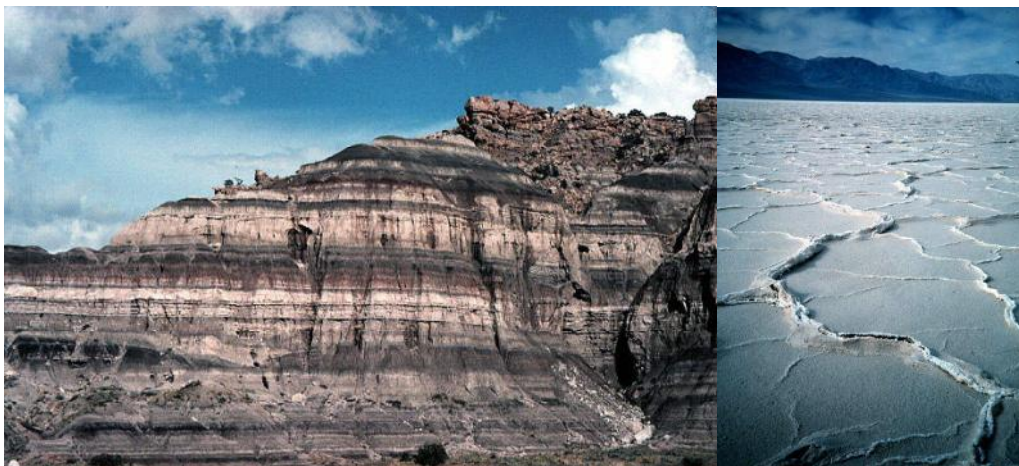


Figura 12.25. Facies lacustres, a la izquierda. Depósitos de evaporitas en un lago playa, a la derecha (Fotos tomadas de INTERNET).

Todos estos sedimentos pueden mostrar una serie de estructuras sedimentarias, pero ninguna de ellas es exclusiva del medio lacustre. Frecuentemente se han relacionado con este tipo de medio sedimentos finamente estratificados y sedimentos con laminación fina (**varves**), pero estas características pueden encontrarse también en otros ambientes.

12.3.7 Medio sedimentario palustre

Constituyen estos medios los **pantanos**, los cuales se desarrollan sobre depresiones someras. La escasa profundidad del agua permite la instalación de una vegetación, que puede en ocasiones extenderse por toda la superficie del pantano. Además de la existencia de una depresión, requieren para su formación unas condiciones climáticas determinadas: abundancia y frecuencia de lluvias. Se pueden desarrollar sobre cualquier tipo de superficie, pero lo más frecuente es que lo hagan sobre penillanuras, llanuras de inundación y deltas.

Pueden diferenciarse dos grandes grupos de medios palustres: **marinos y de agua dulce**:

- Los **pantanos marinos** se originan de varios modos: *a)* Por formación de una barrera que aísla una zona costera del mar. *b)* Por elevación del fondo del mar, provocando la existencia de una zona de aguas poco profundas; en este caso el pantano puede tener una extensión considerable. *c)* Por inmersión de una llanura situada en las proximidades del mar.
- Los **pantanos de agua dulce** pudieron haber estado relacionados originalmente con marinos, pero la mayoría nunca tuvieron agua salada. Unos se desarrollan en lagos pequeños, con poca agitación, o bien sobre zonas restringidas de lagos mayores; otros lo hacen sobre penillanuras y otras formas planas (Figura 12.26).



Figura 12.26. Pantanos: Manglares de la costa ecuatoriana, en la primera fila. Zona pantanosa en El Cajas y pantanos en Florida y Europa, en la segunda fila (Fotos tomadas de INTERNET).

La vegetación, tanto en los marinos como en los de agua dulce, es muy variada, yendo desde pantanos en los que predominan los árboles a aquellos en los que se desarrollan fundamentalmente helechos, musgos, etc. Además de esta variedad de marcos geográficos, los medios palustres pueden

desarrollarse bajo condiciones tectónicas muy diferentes. En zonas tectónicamente activas se pueden desarrollar pantanos sin conexión con el mar. En zonas aisladas del mar y tectónicamente estables la acumulación del carbón tiene lugar en lagos del medio fluvial (meandros abandonados) o bien en medios lacustres. Las capas no tienen mucha continuidad, pero presentan, generalmente, un gran espesor.

Los **depósitos típicos** de los **medios palustres** son los formados por la acumulación de **materia orgánica**, de origen vegetal casi exclusivamente. Una vez acumulada va a sufrir, en la mayoría de los casos, una serie de transformaciones hasta su conversión en **carbón**. En los pantanos marinos, los depósitos típicamente palustres quedan recubiertos por sedimentos marinos o de medios de transición. En este tipo de pantanos son frecuentes los cristales de pirita o marcasita, formados por reducción, mediante bacterias, de los sulfatos disueltos en el agua. En los pantanos de agua dulce ocurre algo similar. Entre el depósito de dos capas de carbón se produce la sedimentación de materiales correspondientes a medios fluviales, aluviales, lacustres, etc. Otro depósito de los medios palustres es el formado por **óxidos de hierro**, que aparecen relacionados con sedimentos arcillosos; estos óxidos de hierro forman capas que pueden alcanzar espesores de hasta un metro (Figura 12.27).

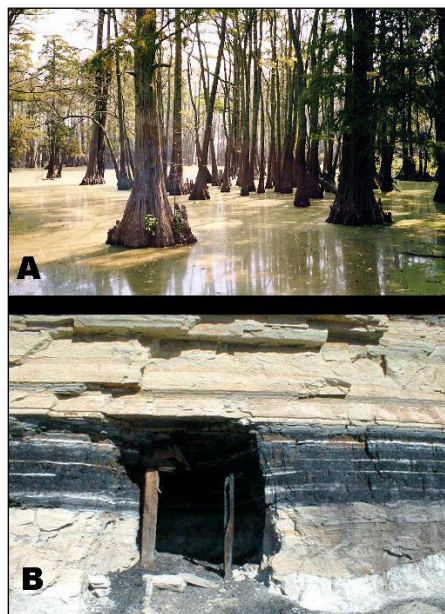


Figura 12.27. Pantano: A. Medio Palustre actual. B. Facies Palustre (Fotos tomadas de INTERNET).

12.4 MEDIOS SEDIMENTARIOS DE TRANSICIÓN

La **costa** es la zona limítrofe entre el continente y el mar. Desde el punto de vista geológico, está sujeta a transformaciones rápidas y profundas. Esta zona está fuertemente influenciada por las transgresiones y regresiones. Los ambientes que se desarrollan en esta zona se conocen como medios de transición o mixtos.

Estos ambientes se dividen en: **playas, deltas, llanuras de marea, estuarios y lagoons (lagunas costeras)** (Figura 12.28). Los deltas y las playas en un sentido amplio son los más importantes conjuntos de ambientes de sedimentación que existen en el área de transición terrestre – marino.

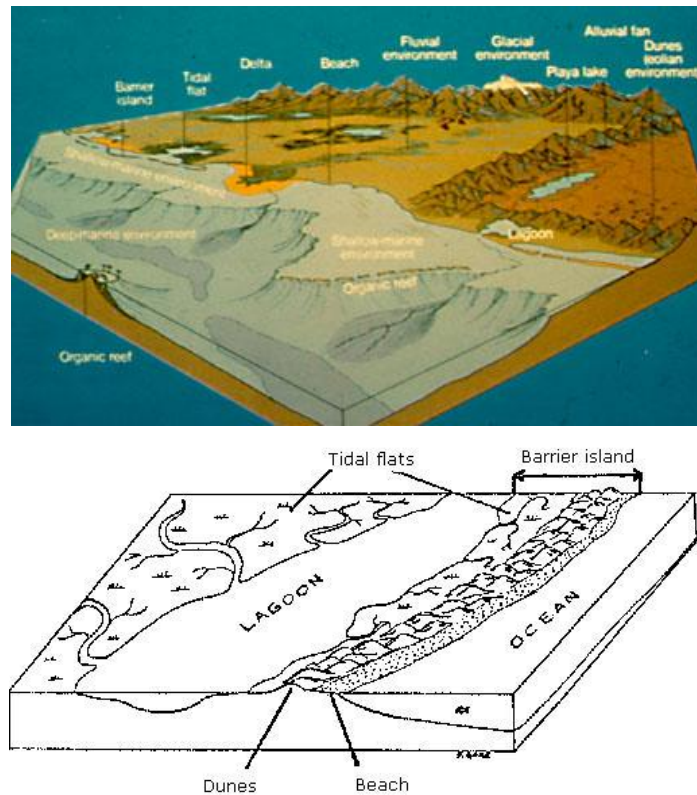


Figura 12.28. Ambientes de Transición (Figuras tomadas de INTERNET).

12.4.1 Playas

Este ambiente de sedimentación queda limitado por la acción del oleaje. El límite superior lo constituirá la línea más alta alcanzada por las olas en los temporales. Esta línea separará los depósitos de playa propiamente dichos de las arenas de las dunas costeras. El límite inferior se establece en aquel punto, mar adentro, en que el oleaje deja ya de tener una acción directa sobre el fondo. Debe de tenerse en cuenta que las playas se desarrollan en costas bajas.

Dentro de una playa ideal se pueden distinguir **tres subambientes sedimentarios distintos**, caracterizados cada uno de ellos por presentar un tipo de material asociado a unas estructuras sedimentarias primarias determinadas (Figura 12.29). El subambiente más proximal o que limita con el cordón de dunas es el llamado **backshore (zona supramareal)**, cuyo límite inferior lo constituye el nivel de marea alta. Hacia el mar le sigue el **foreshore (zona intermareal)**, que ambientalmente, aunque con sedimentos y morfología de fondo distintos correspondería al intramareal; o sea, que sus límites superior e inferior lo constituyen, respectivamente, el de marea alta y el de marea baja. La parte más distal de una playa la forma el **shoreface (zona inframareal)**, siempre bajo las aguas, que se halla delimitado entre el nivel de marea baja y el punto donde el oleaje deja de ejercer una acción sobre el fondo. A partir de

este punto, de situación algo imprecisa, se desarrolla el área de sedimentación de los materiales de plataforma, también conocida como **offshore**.

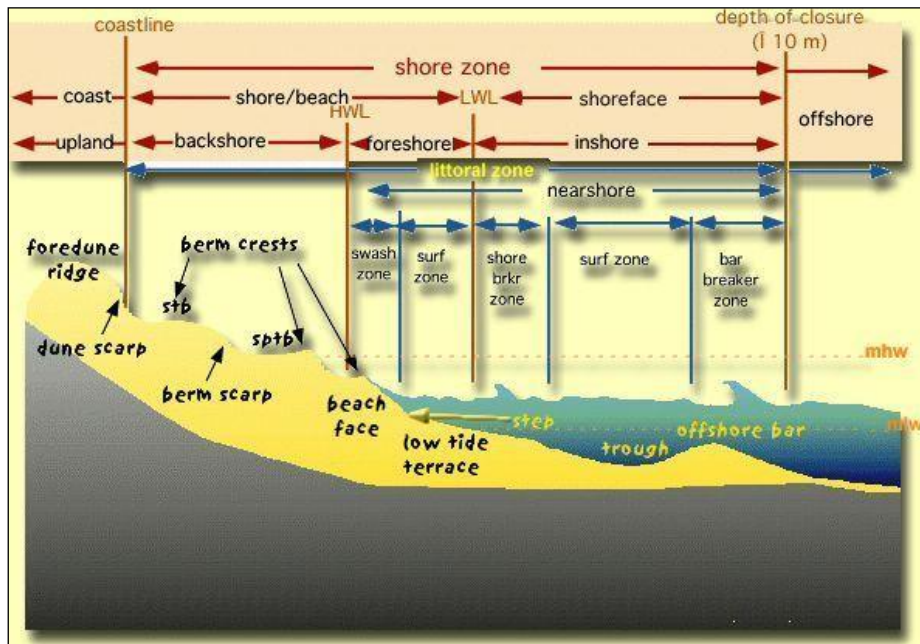


Figura 12.29. Subambientes de la Playa (Figura tomada de INTERNET).

Los materiales típicos depositados en una playa son las **arenas**. No obstante, tanto en formaciones actuales como fósiles abundan las playas de cantos rodados. Las laminaciones son más o menos típicas para cada una de las zonas (Figura 12.30).



Figura 12.30. Ambiente y Facies de Playa (Fotos tomadas de INTERNET).

En un caso ideal y en una costa progradante que dé lugar, por lo tanto, a una **serie regresiva**, la superposición de subambientes de playa debe ser como sigue: En la parte alta del ciclo existirán depósitos de dunas eólicas costeras y que marcarán el fin del ciclo. Luego, sucesivamente, la serie estará formada por depósitos de backshore, de foreshore y de shoreface. El ciclo comenzará normalmente sobre un sustrato formado por sedimentos de plataforma continental (offshore). Estos ciclos pueden ser incompletos. Si la **serie** es

transgresiva, lógicamente la distribución de medios es a la inversa de cómo se han establecido anteriormente. Aunque en este caso, por lo general, los ciclos son aún más incompletos.

12.4.2 Deltas

Son depósitos de desembocadura que presentan una acumulación en forma de triángulo o de la letra griega **delta**. Se forman en la desembocadura de un río en el mar o en un lago y pueden generar, a través del paso de los años, importantes concentraciones de hidrocarburos o pueden utilizarse sus terrenos en agricultura (Figura 12.31).

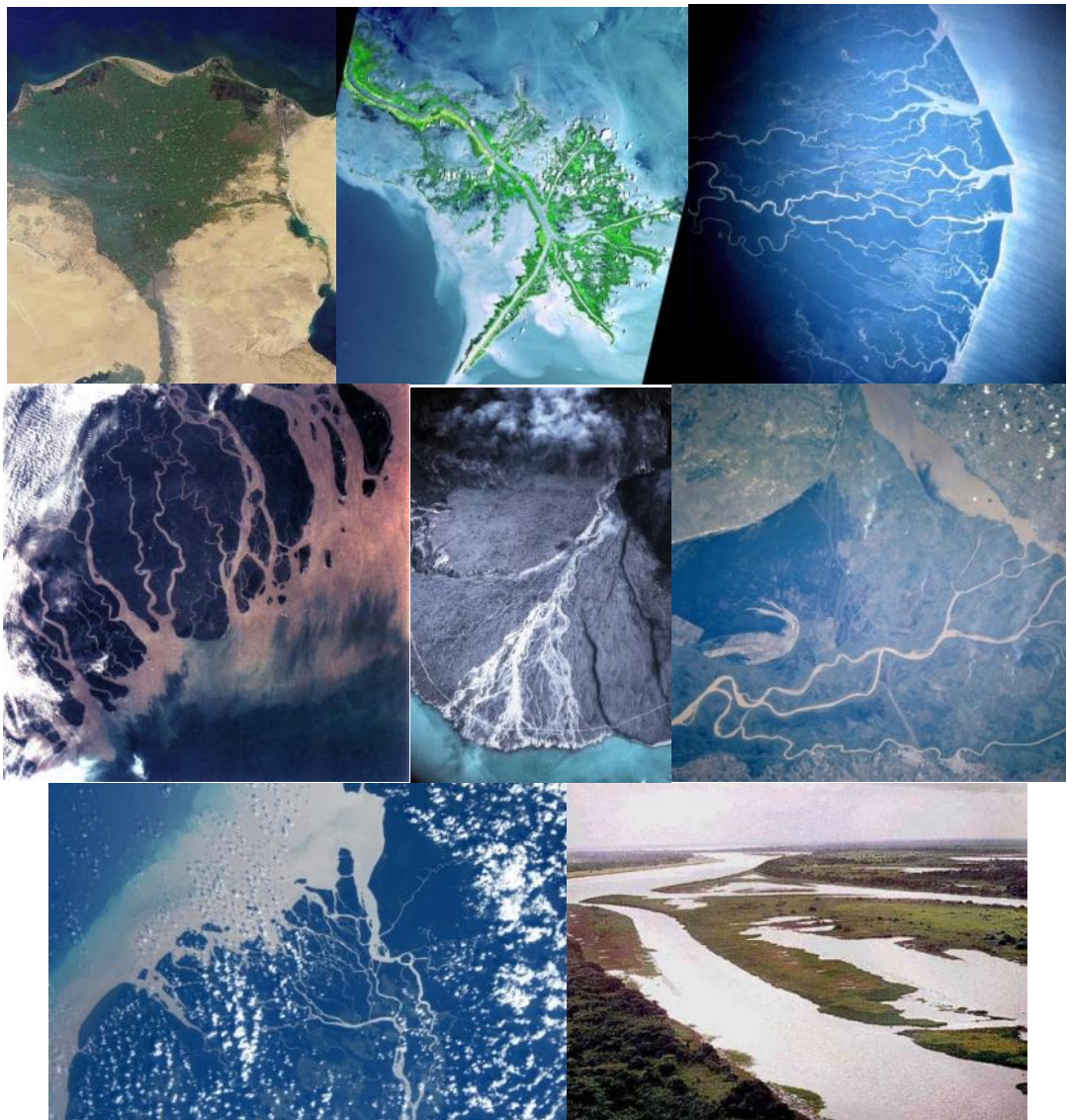


Figura 12.31. Deltas de los Ríos: Nilo, Mississippi y Níger, en la primera fila. Ganges, un río en Groenlandia y Paraná, en la segunda fila. Orinoco, en la tercera fila (Fotos e imágenes tomadas de INTERNET).

Un delta está constituido por tres partes o subambientes que, de la más cercana al río o más proximal, a la más distal o más cercana al mar se denominan: la **llanura deltaica**, que es subaérea con un claro dominio del continente; el **frente deltaico** donde se desarrollan ya procesos de tipo marino,

y el **prodelta**, permanentemente sumergido y donde siendo su materiales de procedencia fluvial, se hallan enteramente afectados por procesos marinos (Figura 12.32). Estas diferentes partes del delta fueron definidas en el río Mississippi por Coleman & Cagliano (1965).

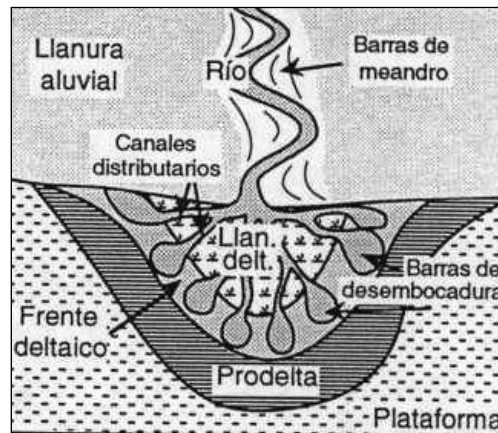


Figura 12.32. Subambientes de un Delta (Figura tomada de INTERNET).

Evidentemente, no hay que considerar al delta como un ente estático, sino que se halla en continua evolución, ya sea en avance agrandándose, ya en retroceso hacia tierra por su destrucción por el mar. En su avance, lógicamente, las distintas partes en que se divide el delta van progradando hacia el mar de tal forma que la parte ocupada por el prodelta, más tarde, es ocupada por el frente deltaico, y si éste sigue avanzando, finalmente, por la llanura deltaica.

- **Llanura deltaica:** Corresponde a la parte emergida del delta. En ella existe un claro predominio de fenómenos fluviales representados, en un momento determinado, por una serie de canales meandriformes (submedio fluvial) que delimitan zonas casi llanas o pequeñas depresiones limitadas por los márgenes de éstos y ocupadas por pantanos y marismas (submedio palustre) con sedimentación orgánica (vegetal) muy intensa. La mayor parte, en extensión, de la llanura deltaica está ocupada por este submedio. En la actualidad, y en la mayor parte de los deltas, esta zona posee un gran interés económico por hallarse intensamente explotada agrícolamente. En estas áreas son a veces muy abundantes los restos de moluscos y ostrácodos especializados, representados por una gran abundancia de individuos y una relativa pobreza de especies.
- **Frente deltaico:** Corresponde a un ambiente fluviomarino donde se establece la pugna mar-continente. Si es el continente el que avanza sobre el mar, o sea, que el delta prograda por una sedimentación intensa, en el frente del mismo se desarrollan una serie de subambientes que se denominan (Coleman & Cagliano, 1965): Canal distributivo (distributary channel), dique subacuático (subaqueous levee), barra en la boca de un distributivo (distributary mouth bar), barra distal (distal bar). En el caso de que un delta se desarrolle en aguas poco profundas y con un bajo nivel energético en el frente deltaico, se desarrollan unas láminas (extensiones delgadas) de arena que cubren uniformemente la superficie frontal del delta.

- **Prodelta:** Corresponde a la parte más distal de un aparato deltaico, y los materiales que en ella se depositan son de transición a los materiales típicamente marinos. Estos materiales son los más finos, sedimentados en un delta, siendo generalmente lutitas y, a lo sumo, limos. Como estructuras sedimentarias presentan laminaciones paralelas, ya sean texturales, ya de color, y raras laminaciones debidas a ripples de corriente en los limos. Muchas veces estas laminaciones quedan parcial o totalmente destruidas por la bioturbación. Se pueden hallar residuos de conchas. A veces es difícil distinguirlos de los materiales de la plataforma continental. No obstante, existe gran abundancia de fauna y la bioturbación de los mismos es intensa y, además, las laminaciones son siempre de color (Figura 12.33).



Figura 12.33. Facies deltaicas (Fotos tomadas de INTERNET).

12.4.3 Llanuras de mareas

En ciertas áreas entre los límites de marea alta y marea baja se desarrollan unas **llanuras de marea (tidal flats)** con características sedimentológicas peculiares. Estas zonas llanas afectadas por las mareas se extienden en franjas sensiblemente paralelas a la línea de costa (Figura 12.34). Su aparente monotonía llana se ve frecuentemente interrumpida por una serie de canales más o menos perpendiculares a la dirección de la costa, que surcan la llanura y que pueden adquirir incluso un régimen meandriforme. Estos canales poseen su cabecera en la parte más cercana a la costa y la desembocadura mar adentro. Generalmente se desarrollan en áreas protegidas por islas barreras o barras de arena, o bien corresponden a áreas naturalmente cerradas. Los estuarios pueden asimismo disecar estas llanuras.



Figura 12.34. Llanuras de Marea (Fotos tomadas de INTERNET).

La acción geológica que domina en estas áreas es la ejercida por las mareas, siendo muy secundaria la de otros agentes, como, por ejemplo, el oleaje.

En estas llanuras de marea los materiales que se depositan son arcillosos, limosos y arenosos, siendo rarísimos los sedimentos clásticos de granulometría mayor. Esporádicamente y en el fondo de los canales pueden encontrarse cantos blandos y acumulaciones de conchas. Se denomina **llanura lutítica o de fango (mud flat)** a la más proximal, **llanura mixta (mixed flat)** a la intermedia y **llanura arenosa (sand flat)** a la más distal.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes que se presentan en estas llanuras de marea son los ripples de corriente. Pueden hallarse, no obstante, los ripples de oscilación debidos a olas, ya sean simétricos o asimétricos, estratificación tipo flaser y laminaciones bimodales (herring bone). Es muy frecuente que los sedimentos se hallen bioturbados y por ello gran parte de las estructuras primarias estén borradas. Según el clima, pueden originarse en esta área abundantes cristales de yeso y halita.

12.4.4 Estuarios

Es difícil su identificación y con frecuencia se incluyen en el término más amplio de llanuras de marea de las que generalmente forman parte. Las características de identificación de un estuario se basan en la existencia de una dinámica provocada por el mecanismo de dilución del agua del mar por el agua dulce fluvial, que se superpone a la dinámica mareal (Figura 12.35).

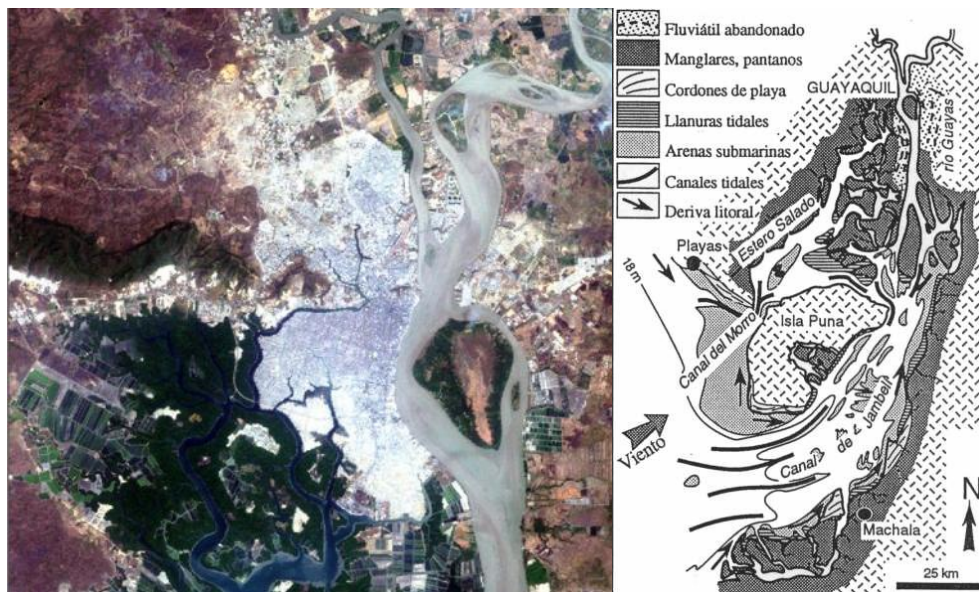


Figura 12.35. Estuario del Río Guayas: Imagen de satélite, a la izquierda. Esquema de las partes del estuario, a la derecha (Gráficos tomados de INTERNET).

Lateralmente el medio estuarino limita con llanuras de marea, río mareal y medio litoral (shoreface).

Dentro del estuario se pueden distinguir las **zonas de canal**, en conexión continua al medio fluvial, **zonas de superficies mareales (tidal flats)** con predominio de materiales finos y gran actividad de procesos biológicos, y **bancos o superficies arenosas (sand flat)** que aparecen en transición lateral.

Las facies de canal y transición al río mareal se caracterizan por la presencia de conjuntos de estratificación cruzada de escala pequeña y grande. Tamaño de grano de medio a fino, bien clasificado, y pequeños niveles lenticulares de limos y arcillas, algunos cantos blandos y estructuras flaser. En la base, superficies erosivas con alineaciones de gravillas y conchas. Sobre la superficie mareal, lo más característico es la estratificación lenticular y flaser, lentejones arenosos intercalados entre limos y arcillas que pueden estar aislados o débilmente interconectados. Predominan agrupaciones de conjuntos de estratificación cruzada en surco, separados por láminas horizontales más arcillosas y frecuentemente bioturbadas.

12.4.5 Lagoons (lagunas costeras)

Es uno de los submedios sedimentarios más difíciles de distinguir en sedimentos fósiles, puesto que sus secuencias son extremadamente parecidas a las que existen en la llanura de marea. Ello es lógico si ya morfológicamente es difícil delimitar cuando se trata de un **lagoon** o cuando de una llanura de marea; probablemente existen todos los estadios intermedios entre uno y otro.

El **lagoon** o **laguna costera** es una parte de costa poco profunda limitada hacia el mar por una isla barrera y comunicada con éste por uno o varios canales llamados **inlets** (que pueden desarrollar deltas a ambos lados del mismo). Son, pues, verdaderas lagunas saladas más o menos alargadas en la dirección de la costa. Pueden poseer emisarios de agua dulce que, a su vez, pueden aportar sedimentos a la laguna. La recarga de la misma por el mar está íntimamente relacionada con el régimen de mareas (Figura 12.36).



Figura 12.36. Lagoon: Medio actual, a la izquierda. Facies, a la derecha (Fotos tomadas de INTERNET).

Los materiales que se depositan en un lagoon son predominantemente lutíticos y limosos. En algunos casos pueden existir delgadas capas de arena aportada por el viento, por mareas u olas, sobre todo en época de tormentas.

La vida es abundante en individuos, pero su anómala salinidad produce una selección de especies. A excepción del área ocupada por el inlet, donde la salinidad es normal, la fauna posee características marinas anormales. La bioturbación de los sedimentos es asimismo intensa.

Las estructuras sedimentarias que dominan son los ripples, especialmente los de oscilación, ya sean simétricos o asimétricos. La típica estratificación de estos materiales es la producida por *ripples* de ola y la lenticular.

12.5 MEDIOS SEDIMENTARIOS MARINOS

La **Geología Marina** constituye la rama de las ciencias geológicas que trata del estudio de la geología de los fondos oceánicos. La metodología de estudio en este campo dista mucho de la habitual para los trabajos de geología en el continente. Los métodos comúnmente utilizados son físicos, concretamente geofísicos. No es de extrañar, pues, que su desarrollo haya estado condicionado por la evolución de la física.

Los ambientes puramente marinos los constituyen: **plataforma continental (arrecifes)**, **talud continental (cañones submarinos)** y **llanura abisal (abanicos submarinos)** (Figura 12.37).

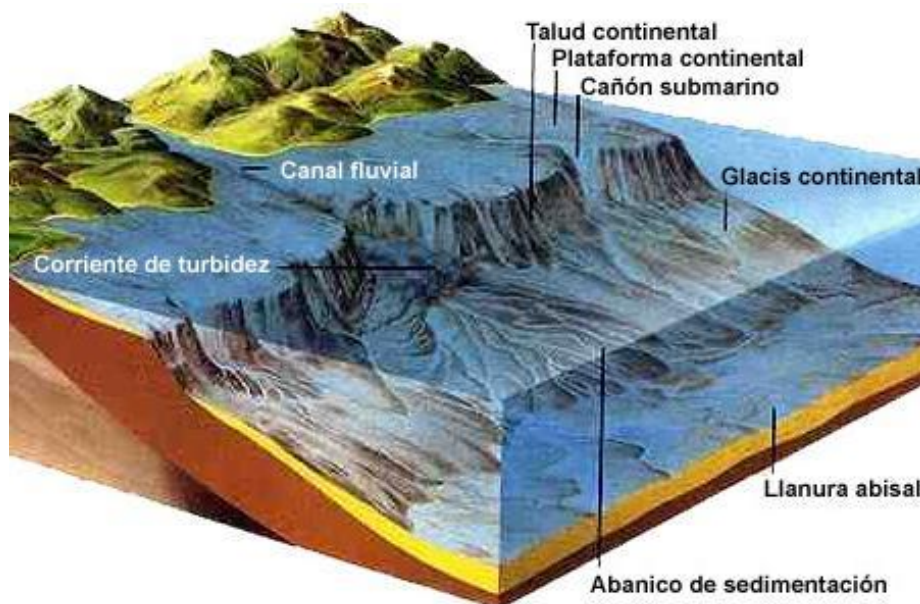


Figura 12.37. Medios Sedimentarios Marinos (Figura tomada de INTERNET).

12.5.1 Plataforma continental

A la **plataforma continental** (Figura 12.38) van a parar gran cantidad de materiales detríticos transportados por los ríos y sedimentados en el mar dando lugar a las formas deltaicas. De ellos, los más finos se distribuyen por la plataforma. Además, es aquí donde la sedimentación organógena alcanza mayor desarrollo (por ejemplo, arrecifes coralinos).

La zona de transición entre el límite externo de la playa (shoreface) en sentido amplio y la plataforma continental propiamente dicha (offshore) participa de las características sedimentológicas de ambas. Es un área de dominio de sedimentación de limos y lutitas, aunque pueden existir capas intercaladas arenosas originadas durante las grandes tormentas. Debido al gran dominio de vida (en especies e individuos) el sedimento se halla frecuentemente

bioturbado y, además, no es raro encontrar capas formadas por la acumulación de conchas.

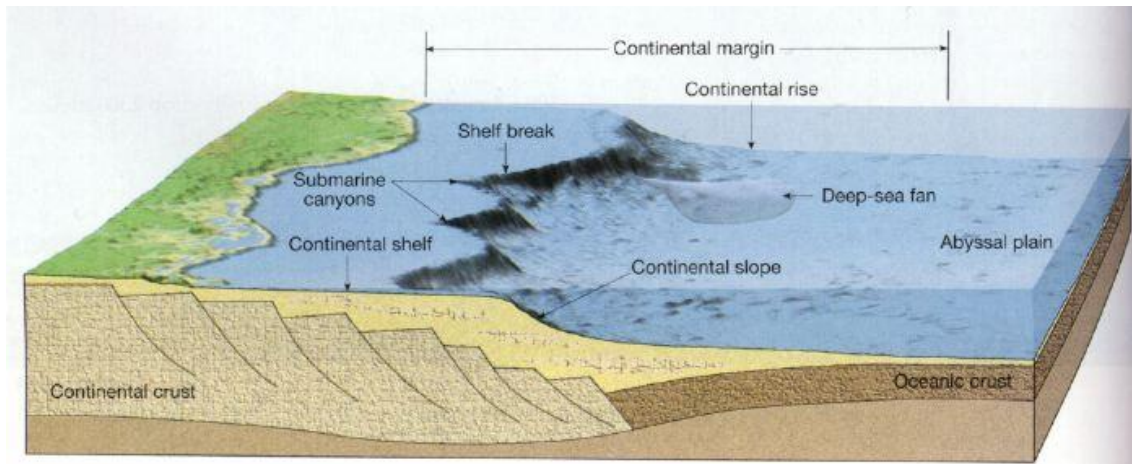


Figura 12.38. Localización de la Plataforma Continental en la Margen Continental (Figura tomada de INTERNET).

En la plataforma continental propiamente dicha existe un dominio de sedimentación de margas, limos o arcillas. La mayor parte de los materiales limosos y lutíticos han sido transportados en suspensión procedentes del continente. La fauna puede ser variada según las áreas. Pueden producirse, pues, acumulaciones locales de conchas. La bioturbación de los materiales es localmente muy fuerte, dando lugar a **galerías (burrows)** que a veces poseen formas bien definidas. En los mares cálidos gran parte de los sedimentos son producto de la erosión de conchas producida por organismos perforantes. Los sedimentos incluyen **minerales autógenos** (o de formación en el propio medio, como son la fosforita y la glauconita).

En sedimentos fósiles los materiales de plataforma más frecuentes son las margas y arcillas a veces limolíticas, con estratificación paralela, a veces nodulosas por la diagénesis y con fauna característica de este ambiente.

La sedimentación carbonatada en plataformas está caracterizada por presentar tres tipos distintos de facies, que representan entre sí sendos cambios laterales. Estas son: a) evaporíticas cíclicas; b) calizas bioclásticas u oolíticas y dolomías, y c) calizas arcillosas finamente estratificadas. Estos tres tipos de facies están distribuidos arealmente, siendo la a) más proximal y la c) la más distal. Este modelo puede asimismo ser aplicado en áreas de sedimentación carbonatada actual, como son el Golfo Pérsico y el Mar Caribe. La extensión de cada una de las zonas es lógicamente distinta, impuesta por la topografía. Puede asimismo identificarse en áreas de sedimentación terrígena.

12.5.2 Arrecifes

Un **arrecife** (Lovenstan, 1950) es un depósito calcáreo de restos de organismos que poseían un potencial ecológico suficiente para mantener en posición de vida, en estructura rígida y resistentes al oleaje, y que originan acumulaciones de geometría característica (Figura 12.39). Existen muchos términos para designar los diferentes tipos de depósitos, de los que sólo

citaremos: **biohermo**, caracterizado por ser estructuras de crecimiento con tendencia a forma de domo, rodeados por otras litologías, y **biostroma**, correspondiente a geometría de tendencia estratificada.

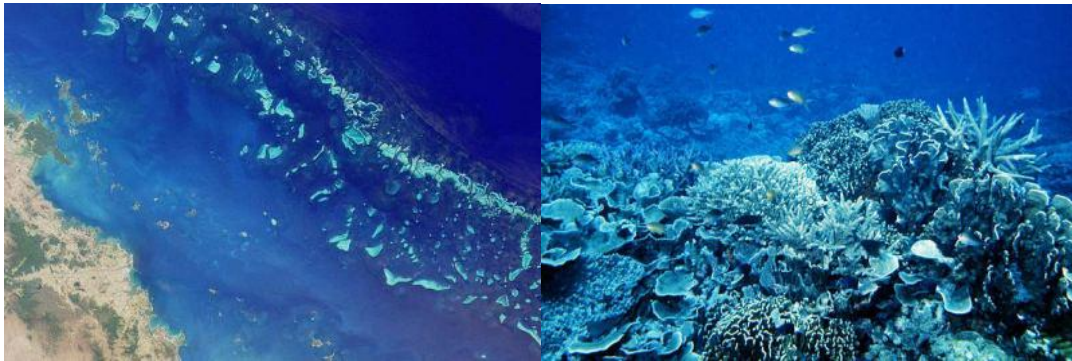


Figura 12.39. Arrecifes: Imagen satelital del Arrecife de la Gran Barrera, a la izquierda. Foto de un arrecife actual, a la derecha (Imágenes tomadas de INTERNET).

Los organismos que originan arrecifes son muy diversos y han tenido importancia variada a lo largo del tiempo geológico, destacando los corales, algas calcáreas, estromatopóridos, rudistas, ostreidos, briozoos, e incluso algunos gusanos secretores de carbonato.

Por su geometría y relaciones de facies se suelen distinguir los arrecifes marginales, adosados a la costa y de tendencia lineal; los atolones, de geometría circular encerrando un lagoon protegido en su interior; y el arrecife barrera, de tendencia lineal, pero que origina, por su papel protector, un lagoon en su zona posterior, y es la forma más generalizada. Son frecuentes los cambios laterales entre diversos tipos.

Un arrecife origina tres tipos de facies fundamentales:

- La **facies de construcción** formada por los esqueletos calcáreos de los organismos creciendo interconectados y dando una estructura muy porosa que se rellena con detritos originados por la destrucción parcial de los esqueletos y fango calcáreo de origen diverso. Con frecuencia las algas coralinas, o estromatopóridos laminares, actúan como cemento o ligantes de la construcción.
- La **facies de frente arrecifal**, clástica, que pasa lateralmente a los sedimentos marinos de plataforma. Si el crecimiento del arrecife es muy rápido pueden aparecer deslizamientos y estructuras que recuerdan medios de turbiditas, siendo los principales componentes grandes fragmentos rotos del arrecife empastados en sedimentos bioclásticos de tamaños finos.
- La **facies postarrecifal (back-reef)**, caracterizada por un ambiente energético muy débil, por la protección mecánica de la construcción que individualiza un lagoon a veces sin límites definidos, caracterizado por arenas bioclásticas y fangos calcáreos con pellets fecales que indican una fuerte actividad biológica (Figura 12.40).



Figura 12.40. Facies arrecifales: Afloramiento de estratos arrecifales, a la izquierda. Fósiles de organismos arrecifales, a la derecha (Fotos tomadas de INTERNET).

12.5.3 Sedimentación marina profunda

En el **borde precontinental** y **llanura abisal** existen dos tipos de sedimentación. Una autóctona o sedimentación pelágica producto de la acumulación de caparzones de organismos planctónicos, ya calcáreos, ya silíceos. Y por otra, alóctona, o de tipo detrítico, a base de los materiales que desde el continente y pasando a través de la plataforma continental, van a parar al pie del talud. Este transporte de materiales detríticos se realiza ya por deslizamientos gravitacionales desde la plataforma, ya por corrientes de turbidez localizadas en los **cañones submarinos del talud continental** que al llegar a su desembocadura son esparcidos sobre la **llanura abisal**, construyendo abanicos o «deltas» de sedimentación, denominados **abanicos submarinos** (Figura 12.41).

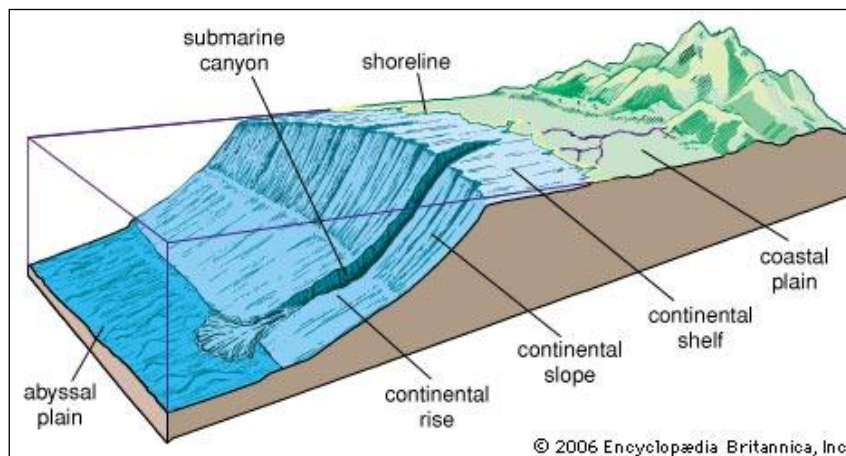


Figura 12.41. Talud continental y Cañón Submarino. Llanura Abisal y Abanico Submarino (Figura tomada de INTERNET).

Al pie del talud continental se acumulan los materiales depositados en la parte externa de la plataforma continental y que han deslizado por el talud. La sedimentación en esta área será predominantemente arcillosa sin intercalaciones de niveles olistostrómicos. Si existe la desembocadura de un cañón submarino, éste construirá su típico abanico submarino, formado por series predominantemente turbidíticas (Figuras 12.42 y 12.43).

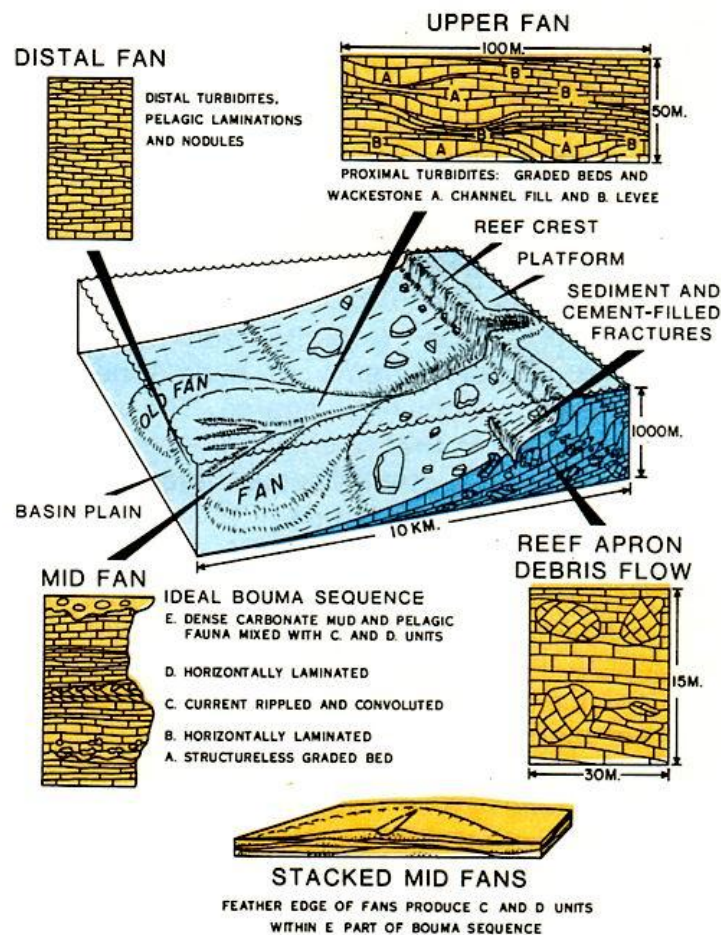
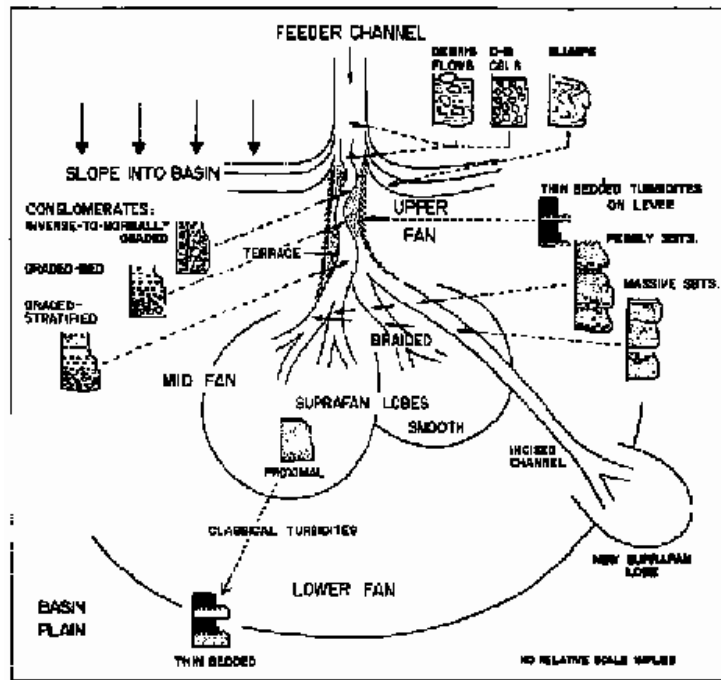


Figura 12.42. Abanicos Submarinos: Subambientes de los Abanicos y Facies Turbidíticas (Gráficos tomados de INTERNET).



Figura 12.43. Facies turbidíticas en los afloramientos de los acantilados entre Ancón y Anconcito (Fotos tomadas en la salida de práctica de campo de Geología General en septiembre del 2006).

Tanto los materiales de borde continental, como los propios de abanicos submarinos, pasan lateralmente a los sedimentos más profundos. Estos están formados por delgadas capas de material transportado por corrientes de turbidez y por sedimento autóctono, constituido, en gran parte, por margas pelágicas en las que abundan las conchas de los foraminíferos. En las áreas donde no llega el material detrítico, se depositan materiales muy finos que se hallan en suspensión en las aguas y conchas de foraminíferos pelágicos, o bien, a la acumulación de conchas de radiolarios, originándose, en este caso, una roca silíceá (radiolarita).

CAPÍTULO # 13

13 TÓPICOS VARIOS

13.1 TEORÍA DE LOS GEOSINCLINALES

13.1.1 Concepto

El término **geosinclinal** ha sido usado principalmente para un concepto geológico ahora obsoleto que intentaba explicar el movimiento vertical de la corteza terrestre y otras observaciones geológicas. Este concepto fue superado al aceptarse la Teoría de Tectónica de Placas.

Un **geosinclinal** es un sinclinal largo y profundo en forma de fosa submarina, que se llena de sedimentos; éstos, al acercarse mutuamente los bordes de la cuenca, son expulsados de la misma, se elevan y forman una cordillera. El sinclinal, aunque muy largo, es inicialmente poco profundo, pero su fondo se va hundiendo progresivamente bajo el peso de los sedimentos que en él se depositan (materiales calcáreos, arcillas, margas) hasta formar un flysch. Luego, obran fuerzas tectónicas que en direcciones opuestas acercan dos taludes de la fosa, lo que contribuye también a aumentar su profundidad y, por consiguiente, el espesor del depósito sedimentario que sigue llenándola.

13.1.2 Teoría Geosinclinal

Las bases de la **Teoría Geosinclinal** fueron establecidas en la segunda mitad del siglo XIX por el geólogo neoyorquino James Hall, en un trabajo famoso acerca de las formaciones paleozoicas de los Apalaches. Según él, los geosinclinales corresponderían a extensas zonas de sedimentación marina de poca profundidad, en las que ocurriría subsidencia lenta y cuya profundidad máxima corresponde a una línea central que es el eje de la depresión.

Posteriormente se notó que la historia geológica de los geosinclinales era bastante más complicada, pues comprendía fases diversas, condicionadas a la actividad tectónica. Como subraya Clarke Jr. (1973), *"la tectónica de placas permite explicar los geosinclinales y la complejidad de los procesos que los transforman en cadenas montañosas"*.

Los geosinclinales se forman en áreas de inestabilidad de la corteza terrestre, junto a los márgenes continentales y, según los antiguos modelos, se compondrían de dos cuencas subsidentes, en las que se acumularían considerables espesores de sedimentos marinos, y de dos arcos que incluirían las siguientes zonas tectonomórficas (en el sentido continente ante-país océano), según Aubouin, 1965 (Figura 13.1):

- a) **Cuenca miogeosinclinal.**
- b) **Arco miogeoanticlinal.**
- c) **Cuenca eugeosinclinal.**

d) **Arco eugeoanticlinal.**

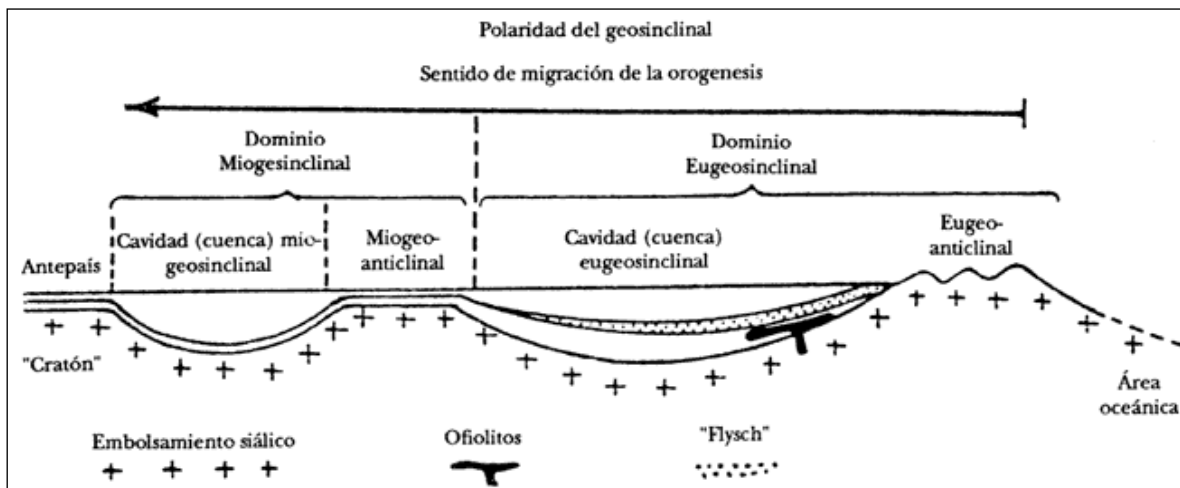


Figura 13.1 Zonas tectonómórficas que comprenden los geosinclinales, según Aubouin, 1965 (Tomada de INTERNET).

Pero, ¿cuál es la relación de ese modelo con el modelo actual de la tectónica de placas?

Si imaginamos una margen continental activa que se mueve en sentido contrario a una placa oceánica, en la corteza oceánica ocurrirá una inmersión bajo la margen continental activa a lo largo de la fosa oceánica. Gracias a las fuerzas de convergencia, los sedimentos de aguas profundas del fondo oceánico se agregarán a los sedimentos depositados en las fosas, llamados turbiditas, generando el prisma de sedimentos tectónico-acrecionarios.

En esta fase, el **eugeoanticlinal** englobaría el prisma acrecionario, los depósitos de aguas profundas de la placa oceánica y los depósitos de la base de la margen continental, que están siendo arrastrados por ella. A su vez, el **miogeoanticlinal** estaría representado por los depósitos de talud y plataforma de ese continente.

Al continuar el proceso de convergencia, la margen inactiva termina por chocar con el prisma acrecionario generado en la margen activa (Figura 13.2). La colisión produce la deformación de ambos márgenes, seguida de movimientos verticales (orogénesis). Este modelo sería responsable, por ejemplo, del origen de los Alpes occidentales.

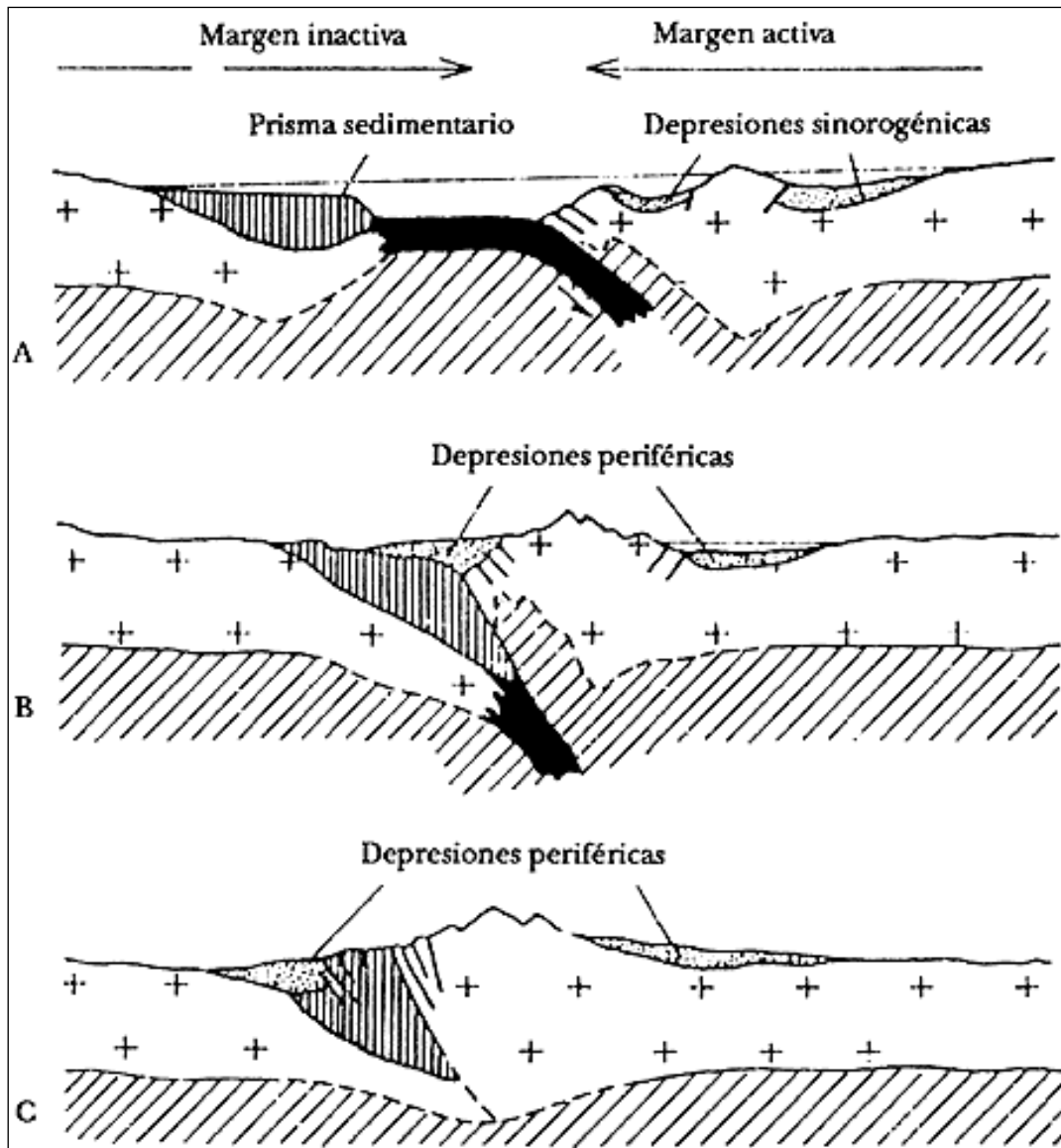


Figura 13.2 Relación del modelo del geosinclinal con el modelo de tectónica de placas (Tomada de INTERNET).

13.2 MARGA

13.2.1 Descripción

Roca sedimentaria mixta (detrítico-carbonatada de precipitación química y /o bioquímica). Roca compuesta por un 35 a 65 % de carbonato cálcico y el resto por minerales arcillosos, a veces con algo de yeso e incluso sal. Su aspecto y propiedades son semejantes a la argilita o arcilla: tacto untuoso, se disgrega al ser sumergida en agua, adquiere gran plasticidad y adherencia, etc.

Su color es muy variable, aunque suelen predominar, los tonos blancos, grisáceos o amarillentos, con excepción de las margas triásicas que presentan coloraciones rojizas y verde-azuladas. Algunas margas presentan coloraciones muy oscuras o casi negras por la presencia de materia orgánica (**margas bituminosas**).

Se puede confundir con la argilita, de la que se diferencia por su contenido en carbonato cálcico. La marga efervesce fuertemente con ácido clorhídrico al 10 %, mientras que una argilita lo hace más débilmente o puede no llegar a efervescer, si carece de carbonato.

Algunos tipos particulares de margas existentes son: las **margas apergaminadas**, que se caracterizan por su alto contenido de frústulas de diatomeas y una fina laminación que les da el nombre, ya que su aspecto es el de un pergamino; y las **margas radiolaríticas**, que son margas muy ricas en caparazones de radiolarios.

13.2.2 Ambiente de formación

Las margas se generan en ambientes acuosos semejantes a los de las argilitas, pero bajo la acción de climas más cálidos que favorecen la presencia de bicarbonatos en las aguas y su posterior precipitación.

Son los sedimentos típicos de los fondos de las cuencas marinas donde pueden alternar con margocalizas y suelen contener microfósiles, como caparazones de foraminíferos, ostrácodos y radiolarios, frústulas de diatomeas, etc.

Las margas originadas en lagunas salobres suelen incluir caparazones de ostrácodos, conchas de gasterópodos (hidrobias) y oogonios de charáceas. Las margas apergaminadas se han formado en cuencas marinas o continentales de aguas muy tranquilas y parecen indicar climas cálidos y la existencia de fenómenos de volcanismo que enriquecen las aguas en sílice. Las margas radiolaríticas se suelen originar en medios marinos muy profundos afectados por actividad volcánica.

13.2.3 Usos

El principal aprovechamiento de algunas margas es su utilización para la fabricación de cementos, ya que su alto contenido en carbonato cálcico y la presencia de arcillas expansivas (esmectitas) en las mismas suele impedir su uso como materia prima en la industria cerámica.

Algunas margas poseen interés en balneoterapia, destacando sobre este uso los ancestrales baños de barro con lodos.

Las margas de origen marino poseen un elevado interés científico: cuando poseen foraminíferos planctónicos, porque estos fósiles permiten conocer la edad de las rocas; cuando son margas apergaminadas por tener organismos que rara vez suelen fosilizar y cuando son margas radiolaríticas por indicar ambientes marinos muy profundos y la existencia de emisiones volcánicas en esa época (Figuras 13.3 y 13.4).



Figura 13.3 A la izquierda – Marga marina del Mioceno superior de Molina de Segura. A la derecha – Paisaje en tierras malas (badlands) modelado en las margas del Tortoniense (Mioceno superior) de Lorca (Fuente Antonio del Ramo y Francisco Guillen – España).



Figura 13.4 A la izquierda – Margas marinas (grises) con intercalaciones de margocalizas (amarillentas) del Cretácico de Caravaca. A la derecha – Marga con gasterópodos lacustres del Mioceno superior de Molina de Segura (Fuente Antonio del Ramo y Francisco Guillen – España).

13.3 FLYSCH

Los **flysch** son secuencias rocosas formadas al mismo tiempo que las montañas, alternan capas de rocas duras (calizas, lutitas o areniscas) intercaladas con otras más blandas (margas y arcillas), generalmente estas capas estén en posición inclinada o vertical (por plegamientos montañosos). Esta disposición favorece la alteración de las rocas, ya que la erosión sobre las capas blandas deja aisladas y debilitadas las capas duras, que así son erosionadas más fácilmente, pero a la vez la existencia de las rocas duras protege a las blandas.

El término proviene de un dialecto suizo y es relativamente viejo, creado antes del estudio en detalle del fenómeno que describe. Hace referencia a la sedimentación clásica dentro del fondo marino. Quiere decir *fluir, deslizarse o "terreno que resbala"*.

Este tipo de sedimentación alternativa ha sido objeto de muchas investigaciones de bastante polémica. Ha habido dos hipótesis de trabajo sobre su formación. Hasta los años 50 del siglo XX se defendía la hipótesis de su origen en medios de playas, después se impuso la **hipótesis de su génesis**

por las **corrientes de turbidez en las zonas profundas del océano** (Figura 13.5).



Figura 13.5 Secuencias sedimentarias de Flysch correspondientes a depósitos de capas de turbiditas a partir de corrientes de turbidez en el fondo oceánico en la base del talud continental (Foto tomada de INTERNET).

13.4 MOLASA

La **molasa** es una serie rítmica, constituida fundamentalmente por depósitos detríticos a los que eventualmente se añaden materiales autóctonos, tales como caliza y carbón. Dentro de los detritos aparecen materiales que abarcan toda la gama granulométrica. Las areniscas son poco maduras tanto mineralógica como texturalmente, y con frecuencia son feldespáticas. Por lo general, tienen matriz arcillosa, pero casi nunca en proporción tal que puedan encuadrarse en el tipo grauvaca. También es frecuente el cemento carbonatado. La inmadurez de estos sedimentos es consecuencia de un predominio de la meteorización física sobre la química en el área fuente, de un transporte rápido hacia la cuenca de sedimentación, así como de un enterramiento rápido de los sedimentos, una vez depositados.

Las molasas generalmente se depositan en medios continentales; pero, pueden formarse también en medios de aguas salobres y en medios marinos. En este último caso, el depósito siempre se realiza en aguas poco profundas, como revelan tanto la macrofauna como la microfauna asociada a estas facies (Figura 13.6). El carácter somero del depósito viene también corroborado por otros rasgos, tales como determinadas estructuras orgánicas y otras estructuras sedimentarias que no son exclusivas de estos medios.



Figura 13.6. Afloramientos de molasas de la Formación Progreso en el Cerro de la Mona en la autopista Guayaquil – Salinas (Foto tomada por estudiantes de Geología Física en salida de práctica de campo de la materia, en septiembre de 2005).

13.5 TURBIDITAS

Una **turbidita** es una secuencia geológica que se deposita durante una **corriente de turbidez** o **turbidítica**, siendo esta una avalancha submarina que redistribuye grandes cantidades de sedimentos clásticos provenientes del continente en las profundidades del océano (Figura 13.7). Generan grandes series estratigráficas denominadas **flysch**.

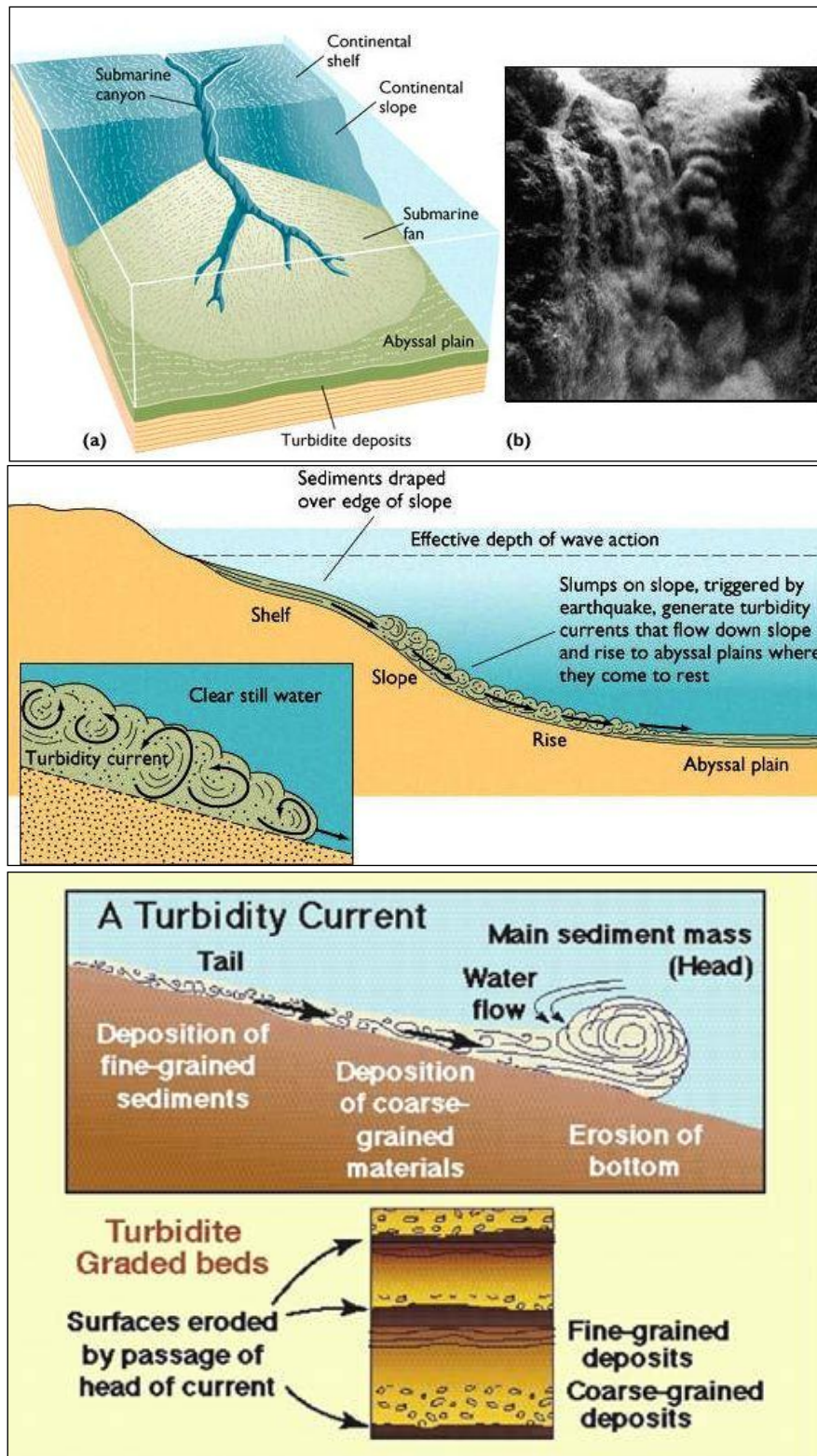


Figura 13.7 Corrientes de turbidez y turbiditas (Tomadas de INTERNET).

13.5.1 Secuencia ideal de las turbiditas de Bouma

Las **turbiditas** fueron descritas en detalle por primera vez por Bouma (1962), que estudió los sedimentos de aguas profundas y reconoció secuencias grano-decrecientes (con el tamaño de sus partículas decreciendo hacia arriba), incluyendo conglomerados de cantos rodados en la base y lutitas de grano fino

en las partes más superiores. Esto era inesperado porque históricamente se había supuesto que en el fondo de los océanos no existe ningún mecanismo mediante el cual transportar sedimentos de grano grueso a profundidades abisales.

El **Ciclo o Secuencia de Bouma** comienza con una superficie de erosión que pasa de guijarros a grava en una matriz de arena, Por encima de estas capas se deposita capas de arenisca cada vez más fina alternada con arena limosa, y, por último, limolitas y lutitas. Esta sucesión vertical de capas sedimentarias y el cambio de litología denota una disminución de la turbulencia del flujo del agua que los transporta antes de la sedimentación (Figura 13.8).

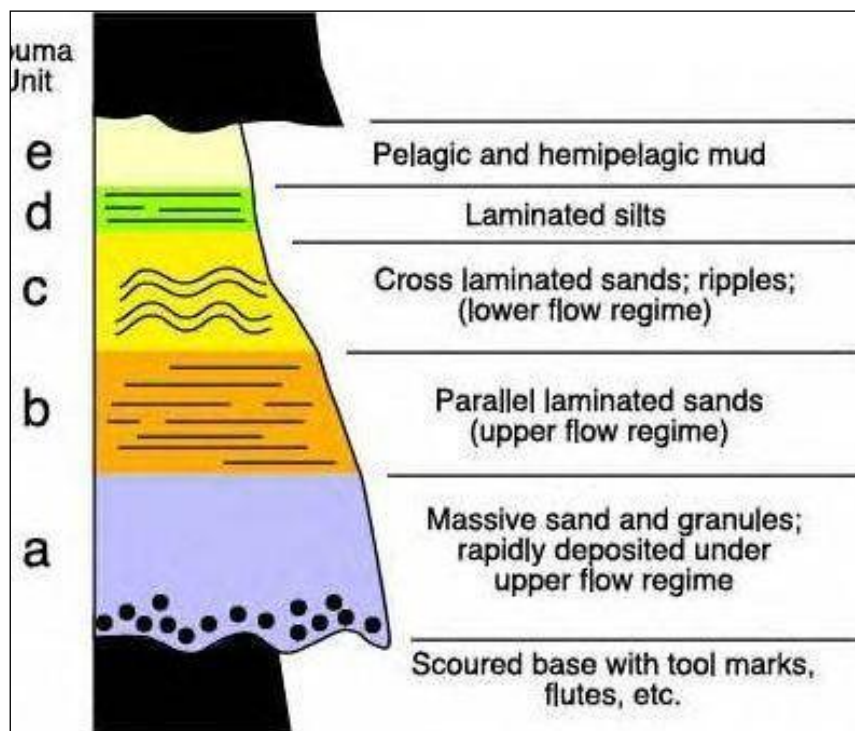


Figura 13.8 Ciclo o Secuencia de Bouma: esquema de sucesión vertical de las unidades y estructuras que lo constituyen (Tomada de INTERNET).

En cuanto a las estructuras sedimentarias de ordenamiento interno, la mayoría de las capas de todos estos ciclos poseen estructuras. Esta sucesión de estructuras está formada de base a tope por:

- ✓ **intervalo a** de gradación o masivo,
- ✓ **intervalo b** de laminación paralela u ondulada,
- ✓ **intervalo c** de laminación cruzada o convoluta,
- ✓ **intervalo d** de laminación paralela superior,
- ✓ **intervalo e** de naturaleza pelítica.

Una capa con esta sucesión completa de estructuras se le denomina **T_{a-b-c-d-e}** (Figura 13.9).

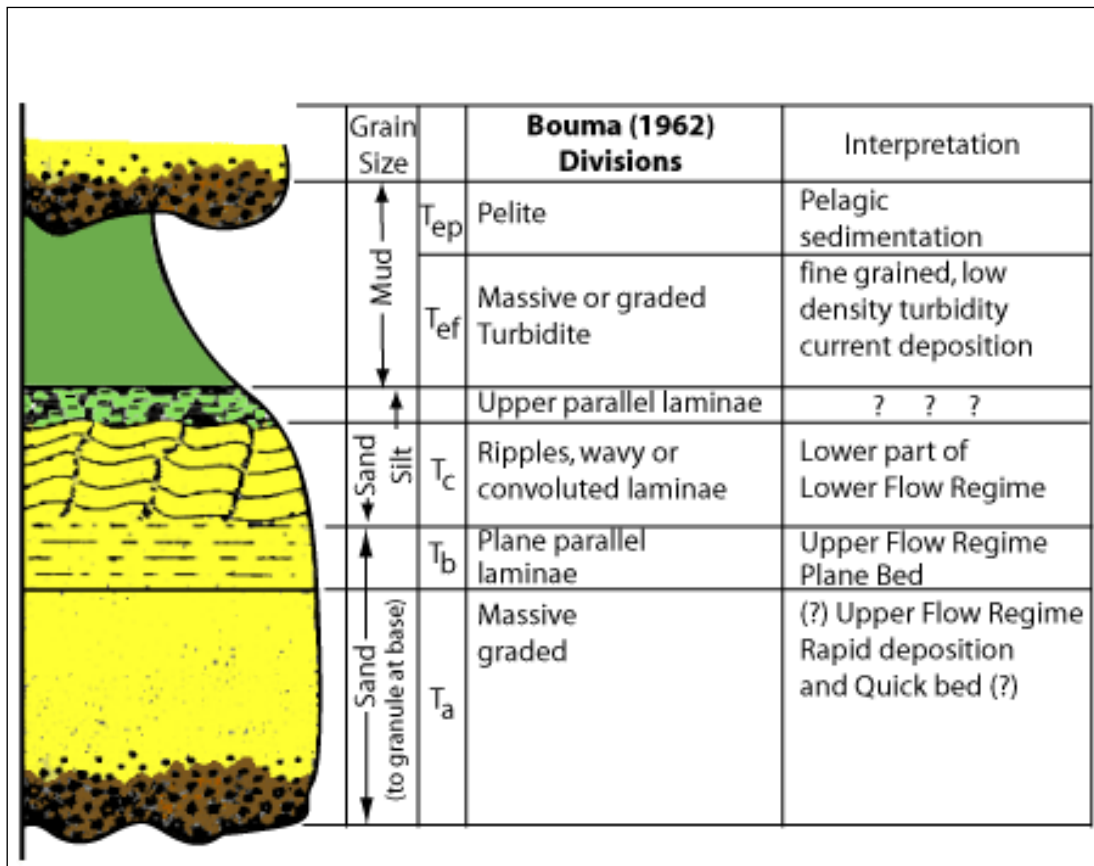


Figura 13.9 Secuencia de Bouma que muestra los intervalos o divisiones indicando el tamaño del grano, las estructuras y su interpretación (Tomada de INTERNET).

Es inusual observar un ciclo de Bouma completo, las sucesivas corrientes de turbidez pueden erosionar secuencias anteriores no consolidadas. Por otra parte, si la sección expuesta se encuentra en el borde del lóbulo deposicional sólo las secuencias más finas están presentes.

13.5.2 Génesis

Las **turbiditas** son sedimentos transportados y depositados por una corriente marina generada por la inestabilidad en la distribución de densidad del flujo de agua debida al contenido irregular de sedimento en suspensión (similar a un flujo piroclástico volcánico). El flujo de densidad se produce por licuefacción de los sedimentos durante el transporte, los cuales provocan un cambio en la densidad del sistema fluido agua + sedimento. Esta licuefacción o suspensión se alcanza generalmente en condiciones muy turbulentas del líquido sustrato. En estas circunstancias se pueden transportar grandes fragmentos de roca a velocidades que de otra manera serían demasiado bajas (Figura 13.10).

Estos flujos de densidad ocurren en otros entornos aparte de las profundidades del océano, como los lahares junto a volcanes, en deslizamientos de lodo y en flujos piroclásticos (que crean secuencias sorprendentemente similares a las turbiditas).

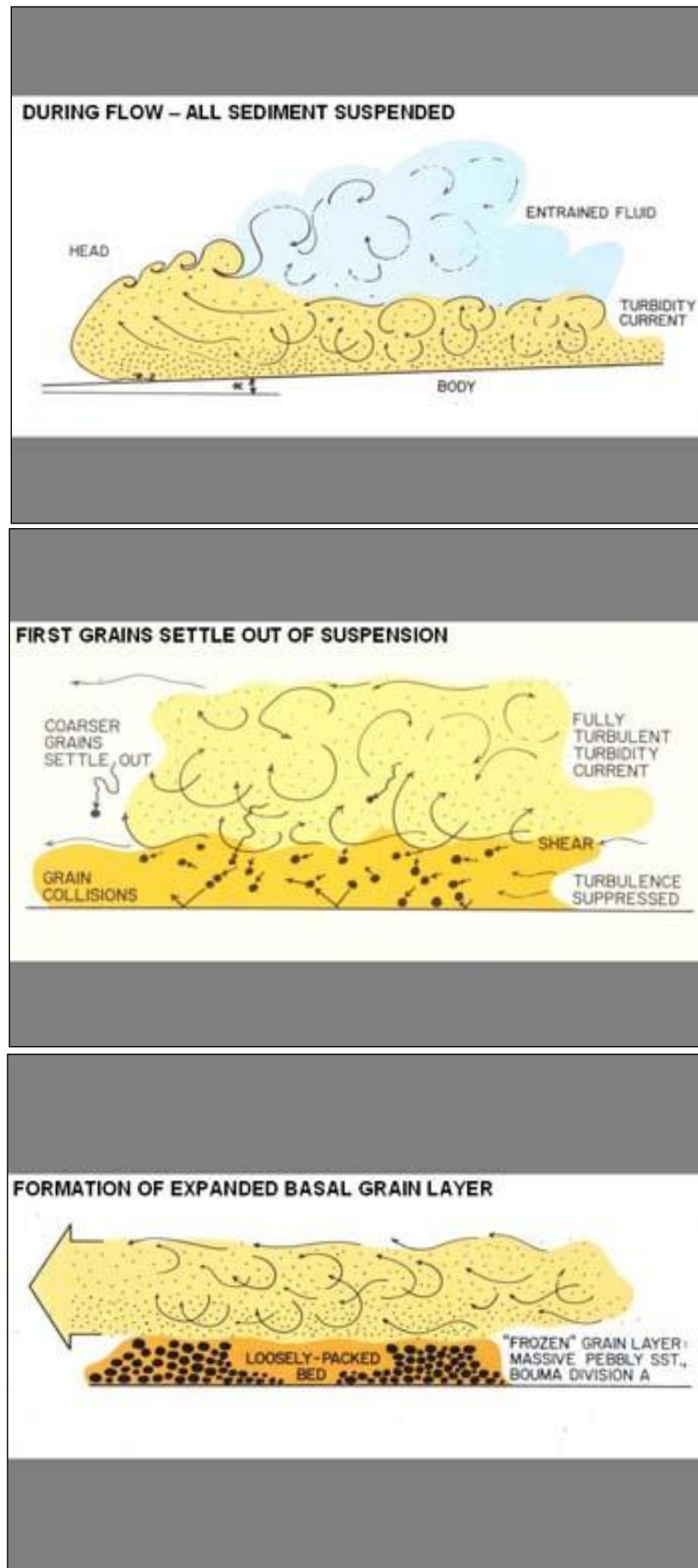


Figura 13.10 Etapas en la formación de las turbiditas a partir de una corriente de turbidez (Tomada de INTERNET).

expresiones topográficas en el piso de la misma pueden alterar tanto la orientación como la forma (Figura 13.12). En cuencas más profundas, las turbiditas pueden cubrir muchos kilómetros cuadrados y ser depositadas a 100 kilómetros o más del margen de la cuenca.

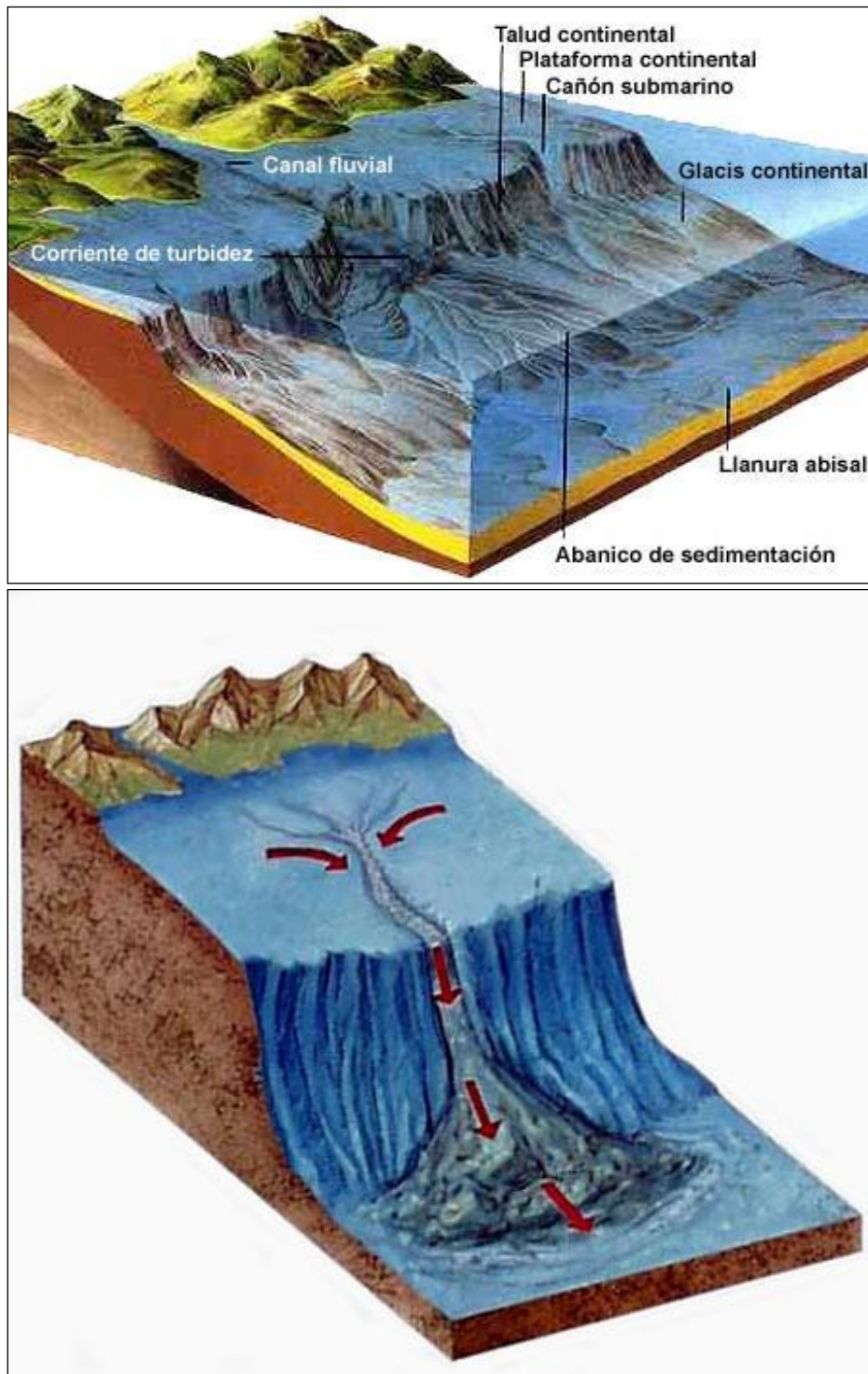


Figura 13.12 Abanico Submarino: esquemas que muestran el ambiente de formación y depósito de los abanicos submarinos (Tomados de INTERNET).

Tal como se indicó anteriormente, los depósitos de corrientes de turbidez están compuestos por sedimentos de grano relativamente grueso depositados por

dichas corrientes en aguas profundas, aunque a medida que se aleja de la fuente el tamaño disminuye (índice de distalidad). Estos depósitos, caracterizados por la presencia de una fauna alóctona de poca profundidad, están interestratificados con limos y arcillas de aguas profundas (hemipelágicos y pelágicos) así como por sedimentos retrabajados por las corrientes de fondo (contornitas). El clásico ejemplo de corrientes turbidíticas está asociado al terremoto de Grand Banks (1929), el cual produjo un enorme deslizamiento submarino y con ello una enorme corriente turbidítica que viajó pendiente abajo por cientos de kilómetros hasta alcanzar la planicie abisal de Sohm. La velocidad máxima medida en esta corriente fue de 70 km/h.

La frecuencia con que las corrientes de turbidez son generadas y emplazadas en determinado lugar geográfico de la cuenca depende de la naturaleza del área donde se genera la corriente turbidítica, proximidad entre el área de origen y el área de sedimentación, sismicidad y nivel relativo del mar. Las corrientes turbidíticas generadas por descargas de ríos durante los periodos de lluvia pueden sucederse 2 veces al año. Las **partes proximal y media de abanicos submarinos** activos pueden recibir y emplazar capas turbidíticas aproximadamente una vez cada 10 años, mientras que las **partes distales del abanico** reciben y emplazan una corriente turbidítica una vez cada 20.000 a 30.000 años en promedio.

En la sedimentación submarina conocida en muchos textos como **facies flysch**, los flujos de sedimentos son transportados bajo la influencia de la gravedad, y el movimiento de los mismos transporta flujos altamente concentrados de sedimentos, soportados por diferentes mecanismos incluyendo turbulencia y corrientes de turbidez. El **modelo de Walker** (1978) muestra la variedad de facies sedimentarias depositadas en las diferentes partes del **abanico submarino**. Los **abanicos submarinos**, al igual que los deltas, pueden ser subdivididos y se encuentran siempre asociados a las cabeceras de un **cañón o canal submarino**, esparciendo las masas de sedimentos hacia la llanura abisal (Figura 13.13).

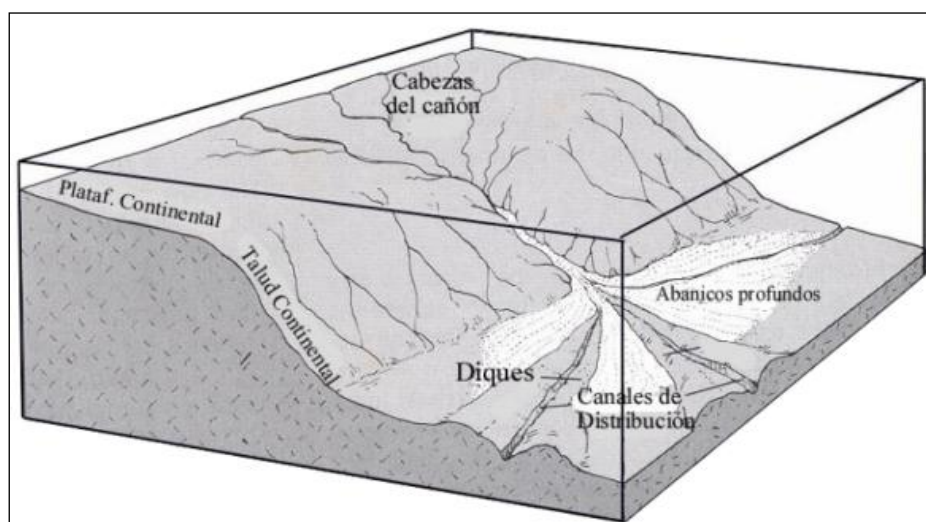


Figura 13.13 Abanico submarino y cañón submarino (Tomada de INTERNET).

El **Abanico Submarino** puede ser subdividido en (Figura 13.14):

- ✓ **Abanico Superior o Interno:** Representa la porción más proximal y actúa como el vehículo alimentador del abanico.
- ✓ **Abanico Medio:** Representa la parte media del abanico y es muy rica en sedimentos arenosos (dependiendo de la fuente de aporte). Numerosos lóbulos pueden formarse dependiendo de la bifurcación de los distributarios o de los canales entrelazados.
- ✓ **Abanico Inferior o Externo:** Es la parte distal del abanico, la cual recibe los sedimentos más finos. Es característica la intercalación monótona de arenas, limos y arcillas, de gran extensión lateral.

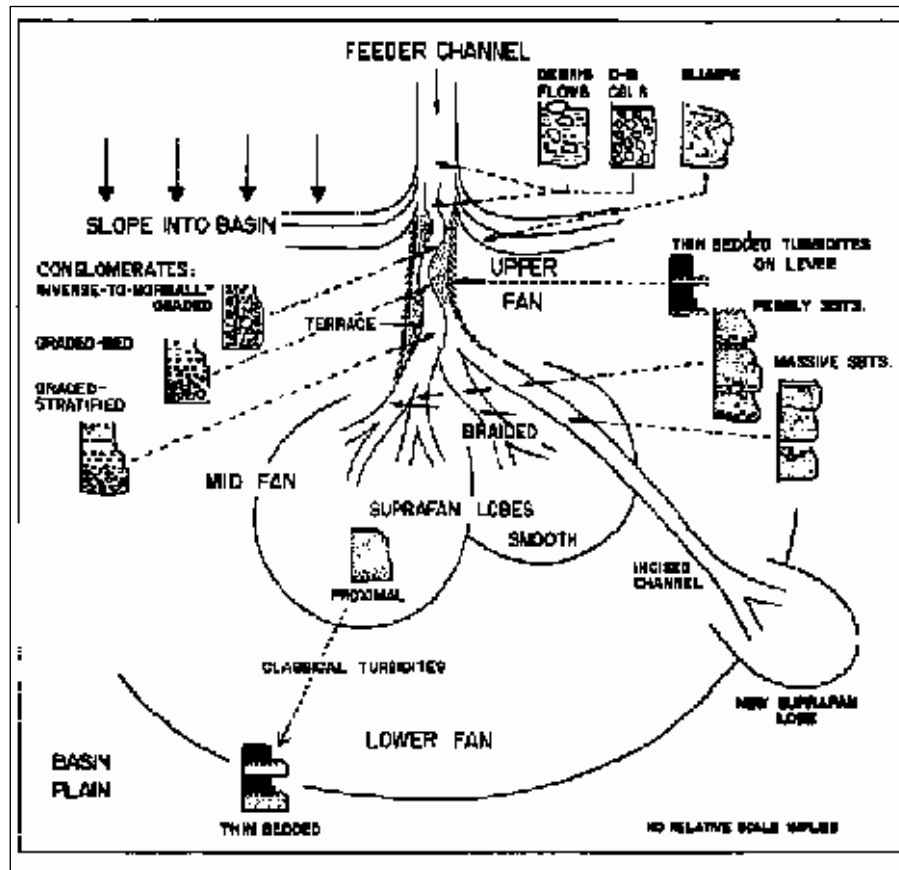


Figura 13.14 Divisiones del Abanico Submarino (Tomada de INTERNET).

Dentro de los **abanicos submarinos** han sido propuestas tres **asociaciones de facies** (Figura 13.15):

- ✓ El **abanico superior**: Caracterizado por capas espesas de grano grueso, facies arenisca-conglomerado frecuentemente lenticulares y facies de lutitas bioturbadas.
- ✓ El **abanico medio** está caracterizado por sucesiones de engrosamiento hacia el tope, facies de grano medio y cantidades menores de hemipelagitas.
- ✓ El **abanico externo**, por facies turbidíticas de grano fino-medio, lateralmente de muy buena continuidad e intercaladas con hemipelagitas.

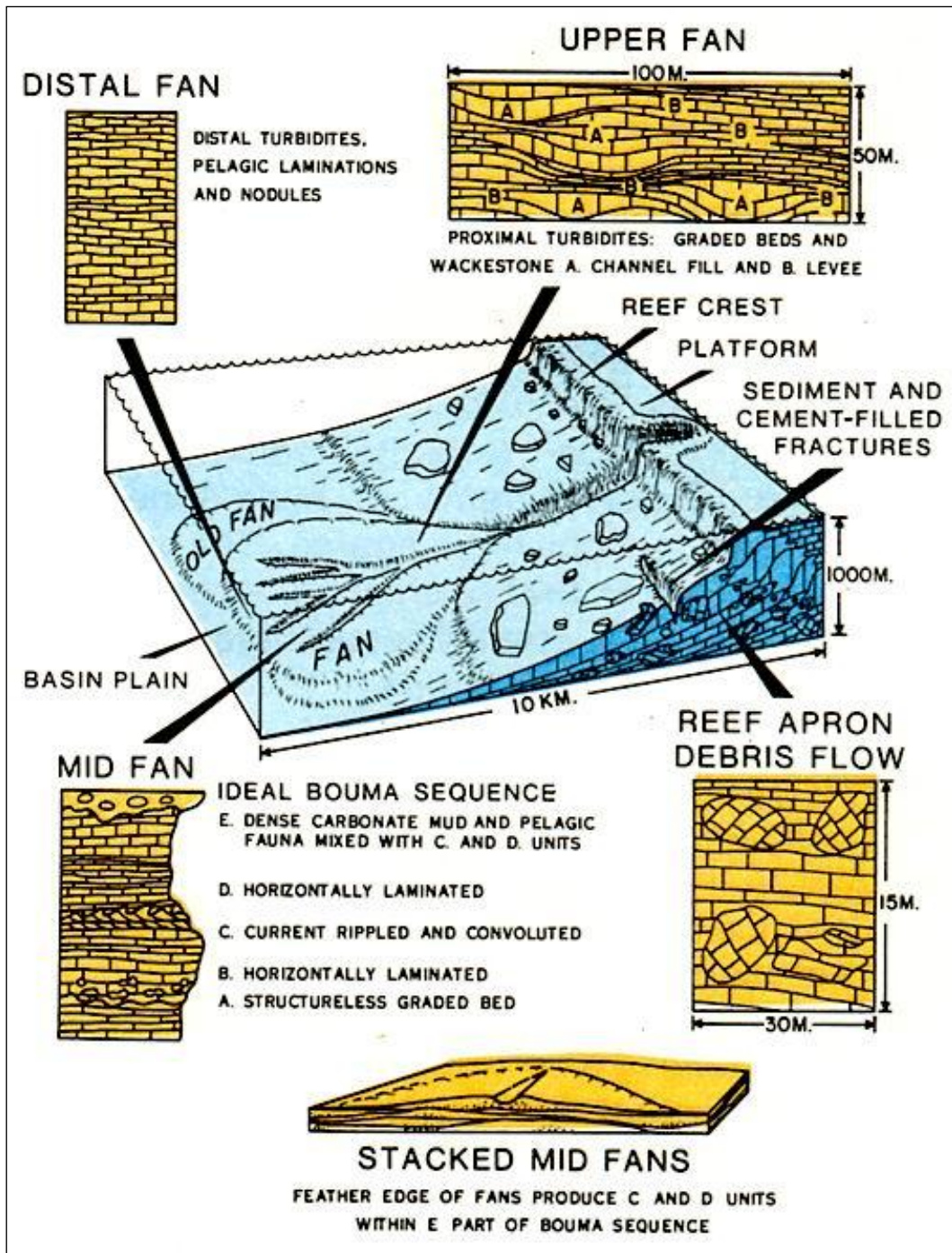


Figura 13.15 Asociaciones de facies de las divisiones de los abanicos submarinos (Tomada de INTERNET).

Por ultimo las facies de plano de cuenca se caracterizan por turbiditas de grano muy fino y muy delgado, donde las lutitas pelágicas y hemipelágicas representan la mayor proporción dentro de las facies presentes (Figura 13.16).

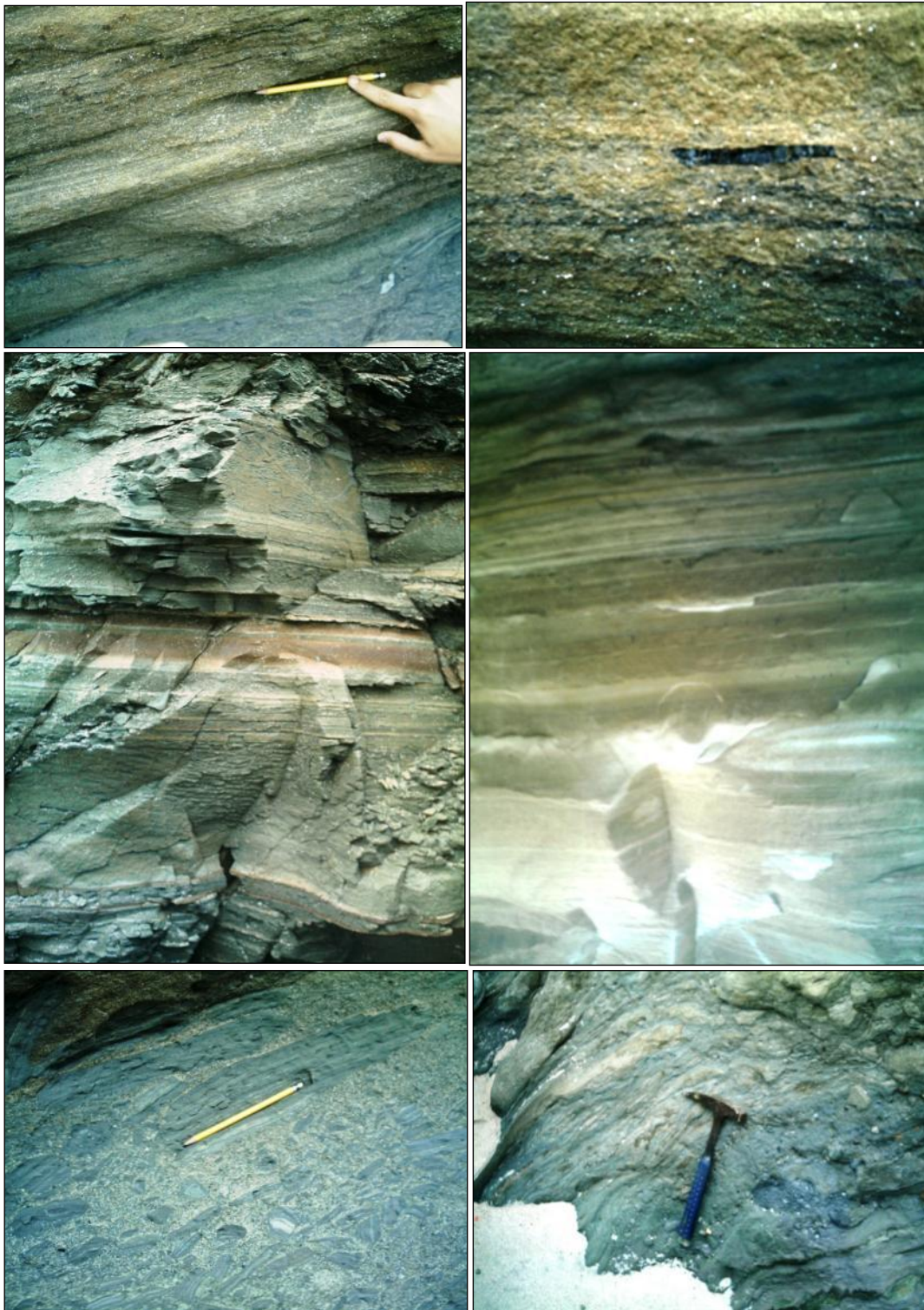


Figura 13.16 Facies turbidíticas de abanicos submarinos en las formaciones Clay Pebble Beds (CPB) y Socorro en los acantilados de la playa entre Ancón y Anconcito (Fotos tomadas en salida de práctica de campo con estudiantes de Geología General en septiembre de 2006).

13.5.5 Fondos oceánicos

El fondo del océano presenta diferencias considerables en su topografía, encontrándose las mayores elevaciones en las cordilleras (dorsales) centro-

oceánicas o ejes de expansión oceánica; y las mayores depresiones en las fosas oceánicas o zonas de subducción (Figura 13.17).

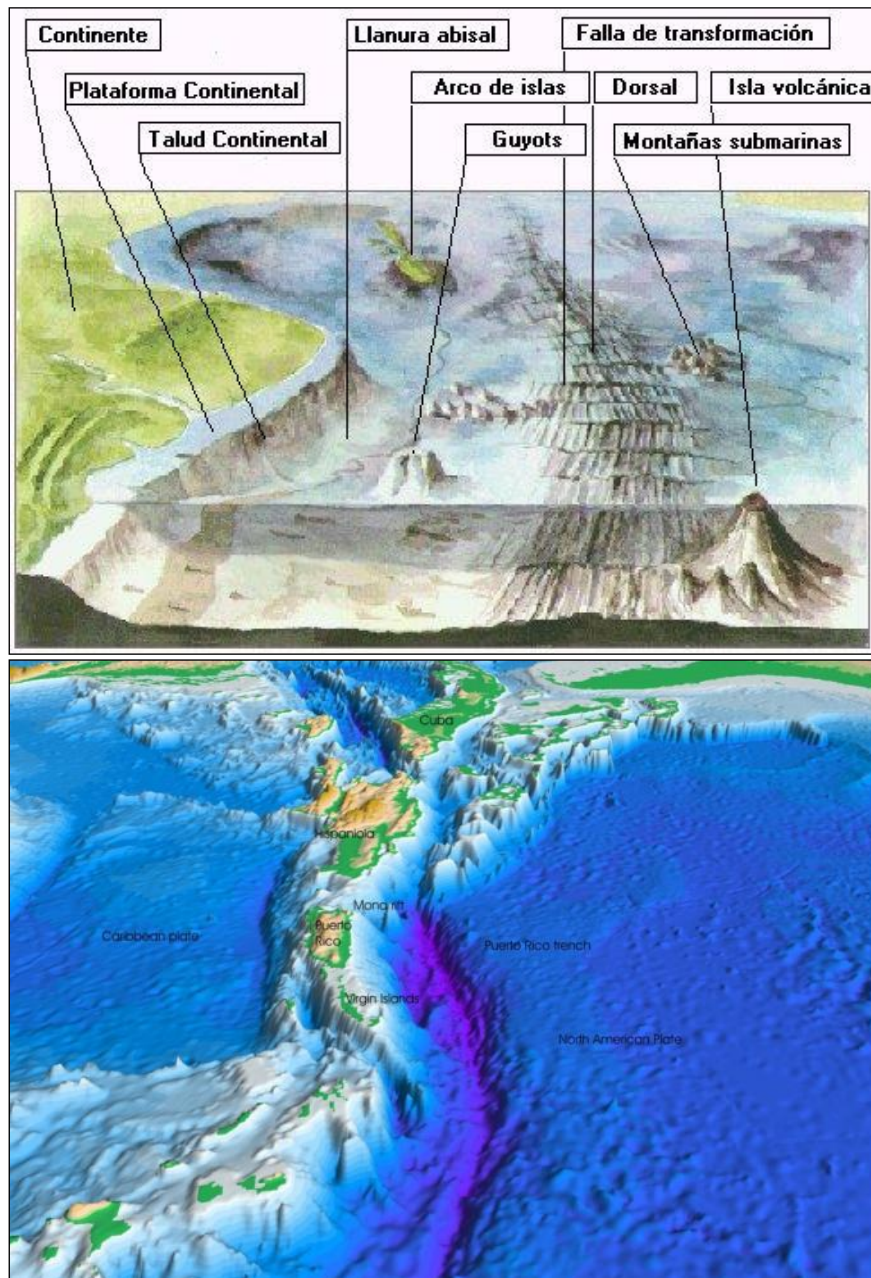


Figura 13.17 Vistas de los fondos oceánicos que muestran las grandes diferencias en relieve: Arriba – fondo oceánico divergente con vista de dorsal oceánica. Abajo – fondo oceánico convergente con vista de fosa oceánica (Tomadas de INTERNET).

Los depósitos de fondos abisales son bastante sencillos; consistiendo principalmente de minerales de arcilla tales como illita, caolinita y smectita; además puede encontrarse aragonito proveniente de coccolitos y foraminíferos, y sílice producto de disolución de diatomeas (algas fitoplanctónicas) y radiolarios (protozoos). Estos organismos forman grandes acumulaciones conocidas según el nombre del organismo más abundante (lodos de Globigerinas, lodos de coccolitos, lodos de diatomeas, de radiolarios, etc.) (Figura 13.18).



Figura 13.18 Depósitos de fondos abisales (Fotos tomadas de INTERNET).

La geometría de estos sedimentos es extensamente tabular, y las estructuras sedimentarias más frecuentes son: laminación horizontal e inclinada.

Una gran proporción del piso marino está cubierta por material inorgánico denominado "arcilla roja"; estos depósitos son formados donde los remanentes orgánicos son disueltos por efectos de los niveles de compensación de los carbonatos y del sílice.

Otros minerales que se encuentran concentrados en el fondo marino, son los famosos nódulos de cobalto, níquel y manganeso (abundantes especialmente en el Pacífico central).

13.6 TRANSGRESIÓN

Una **transgresión** marina es un acontecimiento geológico en el que el nivel del mar aumenta en relación con la tierra y se mueve hacia la costa a un terreno más alto, dando lugar a grandes inundaciones a través de extensos lapsos del tiempo geológico. Las transgresiones pueden ser causadas por el hundimiento de la tierra o de las cuencas oceánicas y por otras causas tectónicas y climáticas.

Durante el Cretácico, la expansión del fondo marino creó la cuenca del Atlántico relativamente poco profunda, a expensas de la cuenca del Pacífico más profunda. Esto redujo la capacidad del océano en las cuencas y provocó un aumento en el nivel del mar en todo el mundo. Como consecuencia de este aumento del nivel del mar, los océanos transgredieron completamente a través de la porción central de Norteamérica y creó la vía marítima interior occidental del Golfo de México al Océano Ártico (Figura 13.19).

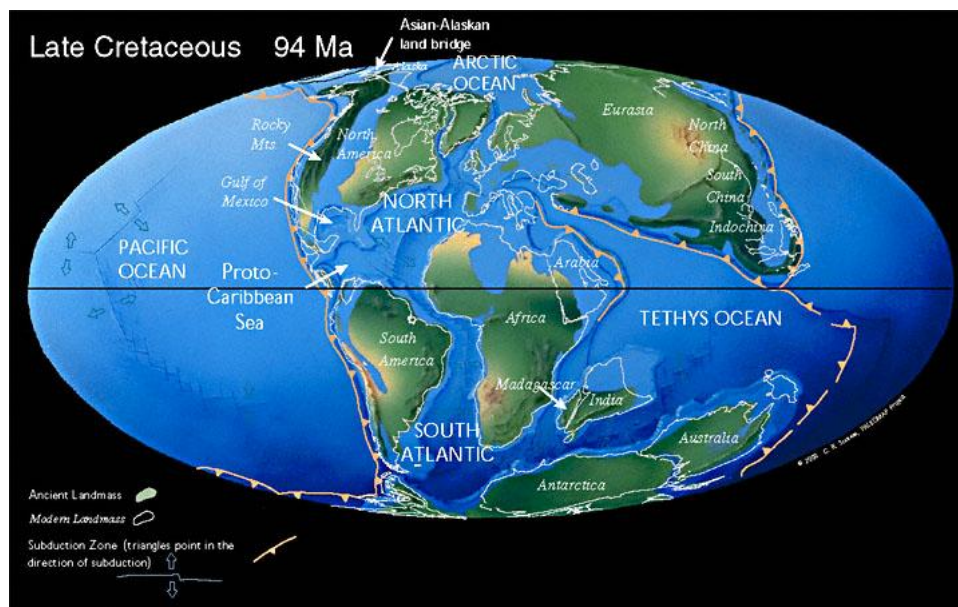


Figura 13.19 Aspecto de los continentes durante la transgresión del Cretácico superior (Tomada de INTERNET).

Lo contrario de la transgresión es la **regresión**, en la que el nivel del mar se retira de los continentes y expone el fondo del mar. Durante las glaciaciones del Pleistoceno, se retiró gran cantidad de agua de los océanos y se almacenó en la tierra en forma de grandes glaciares o mantos de hielo, razón por la cual el nivel de los océanos descendió 120 metros, dando como resultado la exposición del puente de tierra de Bering entre Alaska y Asia.

Transgresiones y regresiones pueden ser causadas por eventos tectónicos, tales como orogenias; por cambio climático severo, tales como las edades de hielo, o por ajustes isostáticos, tras la retirada de hielo o la carga de sedimentos.

13.6.1 Facies características

Los cambios de facies sedimentarias son indicativos de las transgresiones y regresiones y son a menudo fáciles de identificar, debido a las condiciones particulares requeridas para cada tipo de depósito de sedimentos. Por ejemplo: los sedimentos clásticos de grano grueso, como la arena, generalmente son depositados cerca de la costa (ambientes de alta energía); los sedimentos finos, sin embargo, como los lodos y carbonatos, son depositados mar adentro, en aguas profundas (ambientes de baja energía). Así pues, una transgresión se manifiesta en la columna sedimentaria, cuando hay un cambio de facies costeras (como la arenisca) a los fuera de la costa (offshore) (como margas) desde las rocas más antiguas a las más jóvenes (Figura 13.20). Una regresión contará con el patrón opuesto en las columnas estratigráficas, con facies de alta mar en los estratos más antiguos y facies costeras en los estratos más jóvenes. Las regresiones están menos representadas en las series estratigráficas, ya que sus capas superiores con frecuencia se caracterizan por una discordancia de erosión.

Estos son los dos escenarios idealizados, en la práctica la identificación de las transgresiones o regresiones puede ser más complicado. Por ejemplo, una regresión puede ser indicada por un cambio de los carbonatos solamente, o una transgresión por un cambio en la arenisca, y así sucesivamente. Cambios laterales de facies son también importantes, una secuencia marca bien la transgresión en un área donde un mar epicontinental era profundo, pero puede ser sólo parcial más lejos, donde el agua era poco profunda. Estos factores deben tenerse en cuenta al interpretar una columna sedimentaria dada.

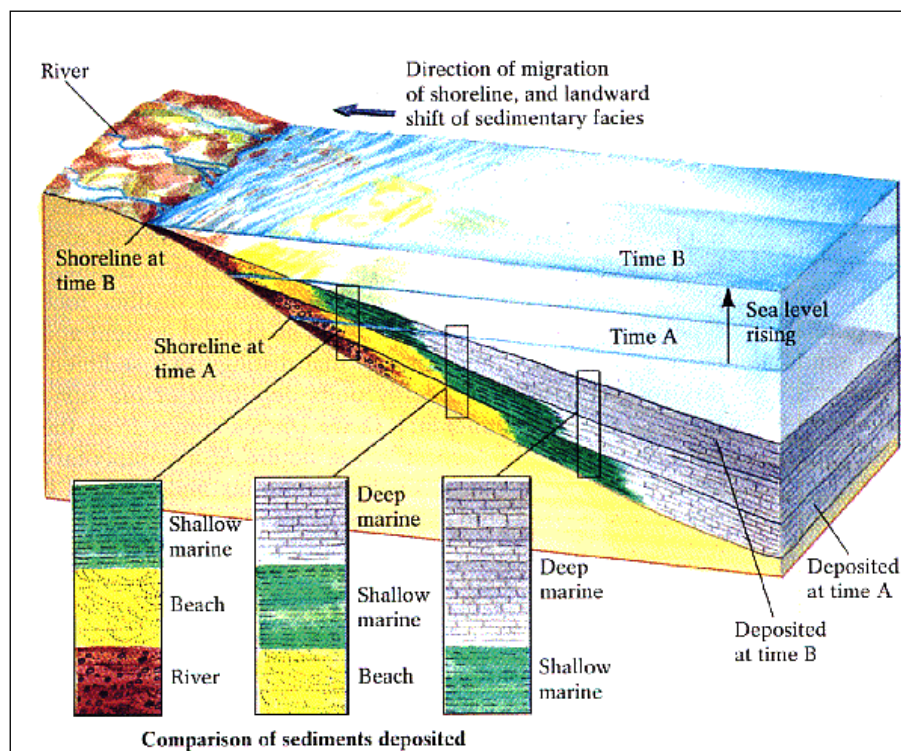


Figura 13.20. Cambio de facies sedimentarias a través del tiempo geológico durante una transgresión, se nota en las tres columnas estratigráficas una superposición de facies proximales a distales (Tomada de INTERNET).

13.7 REGRESIÓN

Regresión marina es un proceso geológico que ocurre cuando las áreas del fondo marino sumergido están expuestos por encima del nivel del mar. El caso contrario, la transgresión marina, se produce cuando las crecidas del mar cubren la tierra anteriormente expuesta. La evidencia de regresiones y transgresiones marinas se produce en todo el registro fósil, y estas fluctuaciones se cree que han causado (o contribuido a) las extinciones en masa de varios períodos del tiempo geológico, entre ellas: la extinción del Pérmico-Triásico (hace 250 millones de años) y la extinción del Cretácico-Terciario (65 millones de años). En la extinción del límite Pérmico-Triásico o P / T, el mayor evento de extinción en la historia de la tierra, el nivel global del mar descendió aproximadamente 250 metros.

Durante las glaciaciones del Pleistoceno existe una clara correlación entre las regresiones marinas y los episodios de glaciación, es decir que los cambios de equilibrio entre la criosfera y la hidrosfera global significa que la concentración de más agua del planeta en las capas de hielo, da como resultado menos agua en los océanos. En el máximo de la última glaciación (edad de hielo), alrededor de 18.000 años antes del presente, el nivel global del mar era 120 a 130 metros más bajo que en la actualidad (Figura 13.21). Una ola de frío alrededor del Mioceno superior (hace 6 millones de años) se vincula a un avance en la glaciación, una regresión marina, y el inicio de la crisis de salinidad del Messiniano en la cuenca del Mediterráneo. Algunas regresiones importantes del pasado, sin embargo, parecen no tener relación con los episodios de glaciación, la regresión que acompañó a la extinción en masa del final del Período Cretácico, por ejemplo.

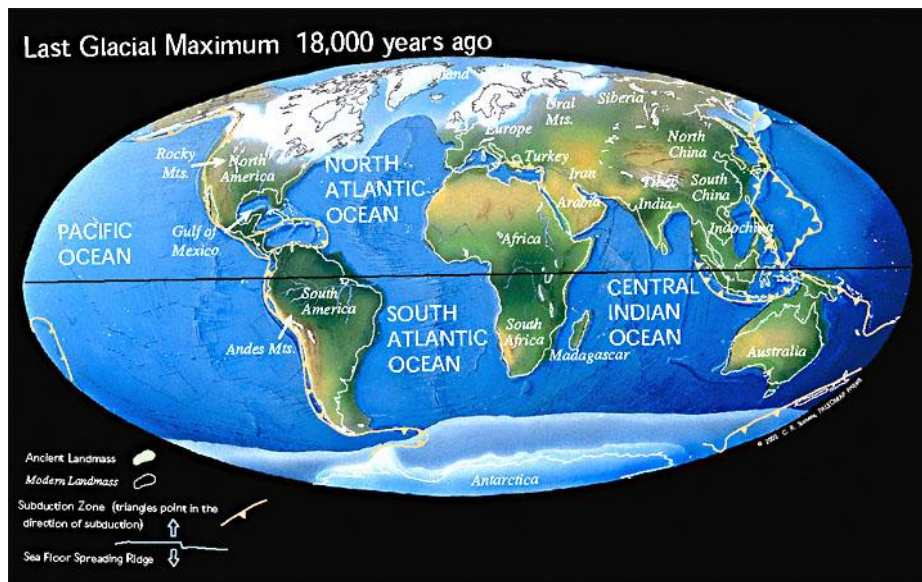


Figura 13.21 Aspecto de los continentes durante la última glaciación del Pleistoceno, hace 18000 años (Tomada de INTERNET).

Una regresión importante podría, en sí misma ser la causa de la extinción de los organismos marinos en los mares poco profundos; sin embargo, las extinciones en masa tienden a incluir las especies terrestres y acuáticas, y es más difícil explicar cómo una regresión marina podría causar la extinción

generalizada de los animales terrestres. Las regresiones, por lo tanto pueden ser interpretadas como correlacionadas a los síntomas de las mayores extinciones, en lugar de ser las causas primarias. La regresión del Pérmico, relacionada a la formación de Pangea (acumulación de todas las principales masas de tierra en un solo supercontinente) podría haber facilitado una regresión, al ofrecer un ligero aumento de las cuencas oceánicas cuando los continentes se unieron; sin embargo, esta causa no podría aplicarse en todos o incluso muchos otros casos.

No se ha logrado aún una comprensión clara de las principales regresiones marinas; según una hipótesis, las regresiones pueden estar vinculadas a una desaceleración en la expansión del fondo marino, lo que lleva a una caída generalizada del nivel del mar, debido a que las dorsales oceánicas ocupan menos espacio. Desde este punto de vista, las principales regresiones marinas son solo un aspecto de la variación normal en los índices de la actividad tectónica de las placas que conducen a grandes episodios de vulcanismo mundial, como la trampa de Siberia y las trampas del Deccan, que son la causa a su vez de grandes extinciones.

CAPÍTULO # 14

14 ESTRATIGRAFÍA PRÁCTICA

14.1 PERFILES O CORTES GEOLÓGICOS

14.1.1 Concepto

Un perfil geológico es la reconstrucción en profundidad de la estructura geológica de una zona. Un perfil o corte geológico puede definirse como una sección vertical o perfil interpretativo de la geología superficial, para cuya realización se utilizan los datos obtenidos en el terreno. Es decir, un corte geológico es la interpretación de la información geológica disponible de una zona, representada en un corte o sección (Figura 14.1).

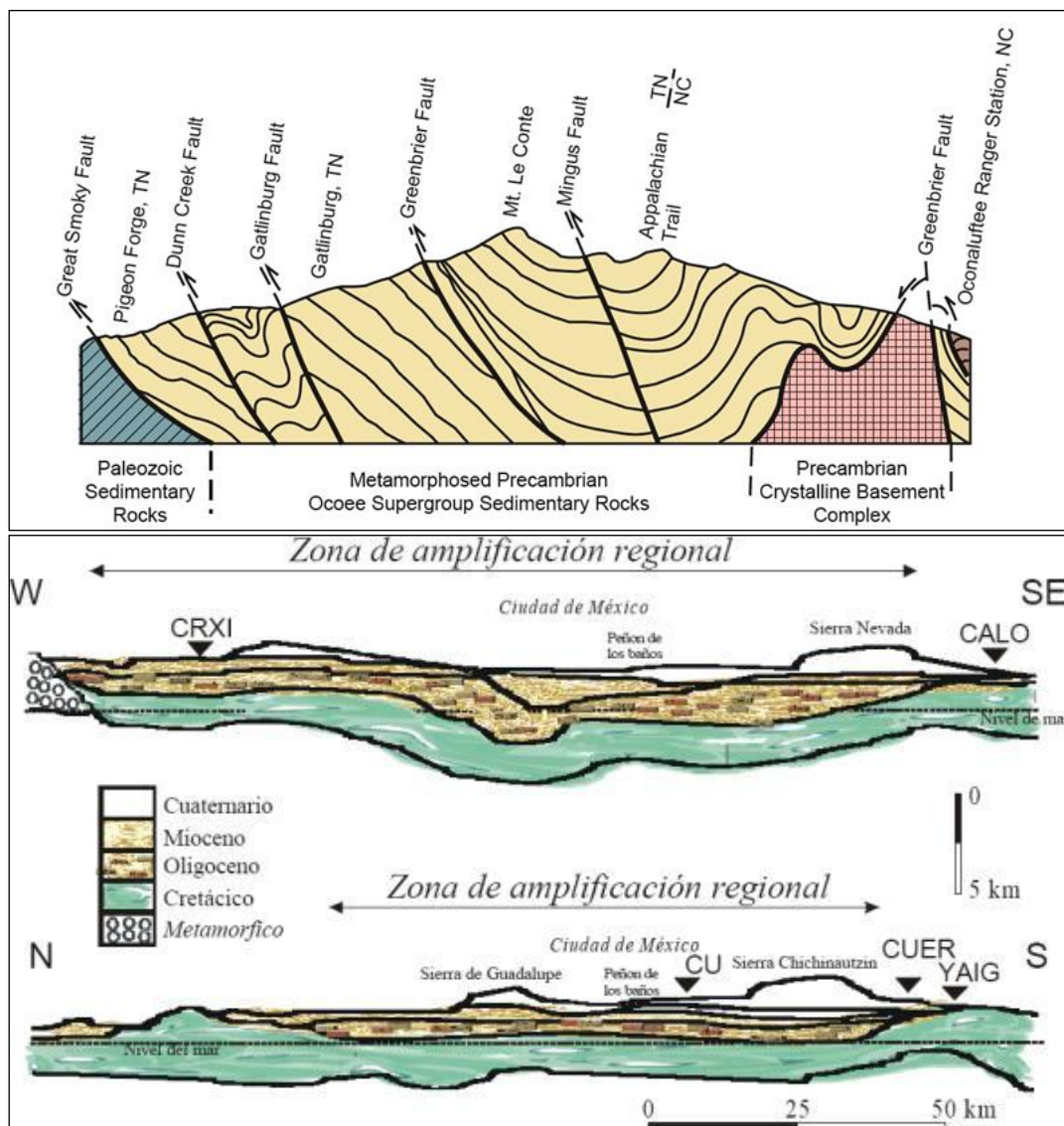


Figura 14.1 Ejemplos de Perfiles, Secciones o Cortes geológicos (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

Geoméricamente un corte geológico puede definirse como la intersección de los elementos y estructuras geológicas en un plano vertical que contiene a la línea de corte considerada. El corte geológico tiene como base el perfil topográfico, es decir el corte geológico está limitado por la parte superior por el corte topográfico por donde pasa a realizar.

14.1.2 Elementos

Un corte geológico debe estar acompañado de una serie de elementos que permita su correcta interpretación.

- ✓ Debe presentar una escala tanto vertical como horizontal, generalmente estas escalas son iguales.
- ✓ El corte debe estar orientado, es decir se tiene que referenciar sus dos extremos.
- ✓ Debe presentar una leyenda, en la que se especifique los diferentes colores y tramas utilizados para representar la edad y la litología de los materiales que aparecen en el corte. Normalmente esta leyenda se construye de forma que los materiales estén ordenados cronológicamente, en la parte inferior los más antiguos y en la parte superior los más modernos.
- ✓ Se debe identificar el corte en referencia al mapa, estableciendo alguna identificación alfanumérica de sus extremos que permita su rápida localización en el mapa.

14.1.3 Construcción

Para construir o realizar un corte geológico se emplea la misma técnica que para realizar un perfil topográfico. Se parte de un mapa geológico en el que se traza el corte a realizar:

1. Realizar el perfil topográfico de la línea de corte. Este perfil es el límite superior del corte geológico.
2. La línea del perfil corta los diferentes elementos estructurales representados en el mapa, ya sean contactos entre materiales, planos de falla, o planos axiales de pliegues.
3. Se proyecta sobre el perfil topográfico las intersecciones de nuestra línea de corte con los diferentes elementos estructurales.
4. En primer lugar se deben pintar los elementos estructurales más importantes como plano de fallas, discordancias o planos axiales de pliegues. Normalmente, estos elementos son planos, así que en nuestro corte estarán representados por líneas. Estas líneas deben pasar por los puntos de intersección correspondientes definidos sobre el perfil topográfico, y deben dibujarse con el ángulo de buzamiento correspondiente a cada una de esas estructuras.
5. En segundo lugar se pintan los contactos concordantes entre los diferentes materiales (planos de estratificación). Se sigue el mismo proceso utilizado en el trazado de las estructuras: se traza una línea, con el ángulo de buzamiento adecuado, que pase por la intersección definida en el perfil topográfico. Todas las líneas que se trazan en un corte

geológico deben tener estilo geológico, es decir es conveniente trazarlas a mano y evitar los trazos completamente rectos.

6. Después se deben rellenar con tramas y colores las superficies definidas en el corte en función del tipo litológico y edad correspondiente.
7. Y por último, recordar que el corte, siempre debe presentar la orientación del mismo, la escala tanto vertical como horizontal y la leyenda donde se muestren los colores y símbolos utilizados.

14.2 COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

14.2.1 Concepto y Utilidad

Una columna estratigráfica es una representación utilizada en geología para describir la ubicación vertical de unidades de roca en un área específica. Una típica columna estratigráfica muestra una secuencia de rocas sedimentarias, con las rocas más antiguas en la parte inferior y las más recientes en la parte superior (Figura 14.2).

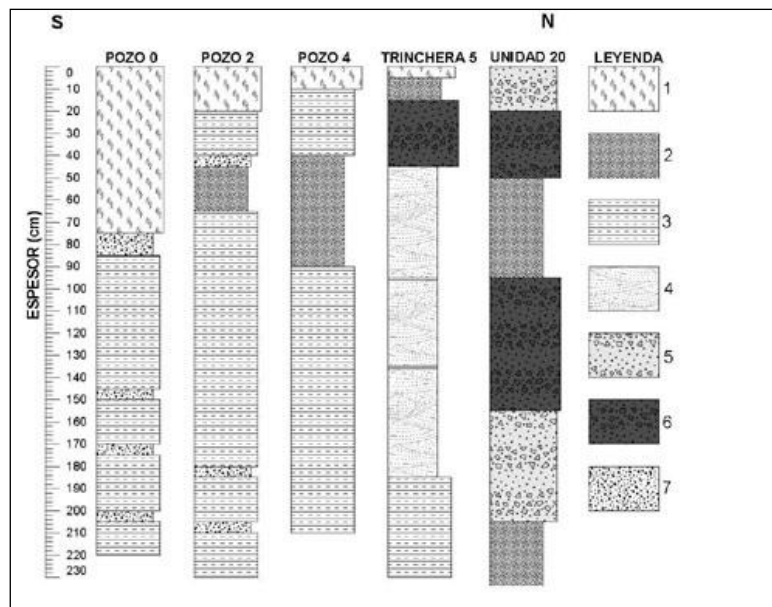


Figura 14.2 Ejemplos de Columnas Estratigráficas (Ilustraciones tomadas de INTERNET).

Una columna es una representación gráfica de los diversos materiales que podemos encontrar, en una zona determinada, tal como se ha sedimentado, los más antiguos en la parte inferior y los más modernos en la parte superior. Para construir una columna estratigráfica, hay que medir en el campo el espesor de todas las capas, empezando por las inferiores y continuando hacia las superiores. Hace falta evitar las estructuras tectónicas que pueden sacar un trozo de la sucesión o bien duplicarla. En un mapa se pueden poner diversas columnas, realizadas en lugares diferentes, con el fin de compararlas y visualizar cómo los sedimentos de una misma edad (color) cambian lateralmente de potencia (espesor) o de facies (tipo de sedimento).

Es una representación vertical de la superposición de distintos fenómenos físicos presentes en la naturaleza los cuales a lo largo del tiempo geológico, ya sea en millones ó miles de años, depositan las diferentes capas de sedimentos

y estratos que se encuentran presentes en la actualidad. La interpretación de estos fenómenos y los ambientes donde éstos se producen (continentales y/o marinos) es clave para determinar la evolución de los distintos cambios que se han producido a lo largo de la formación de la Tierra (Figura 14.3).

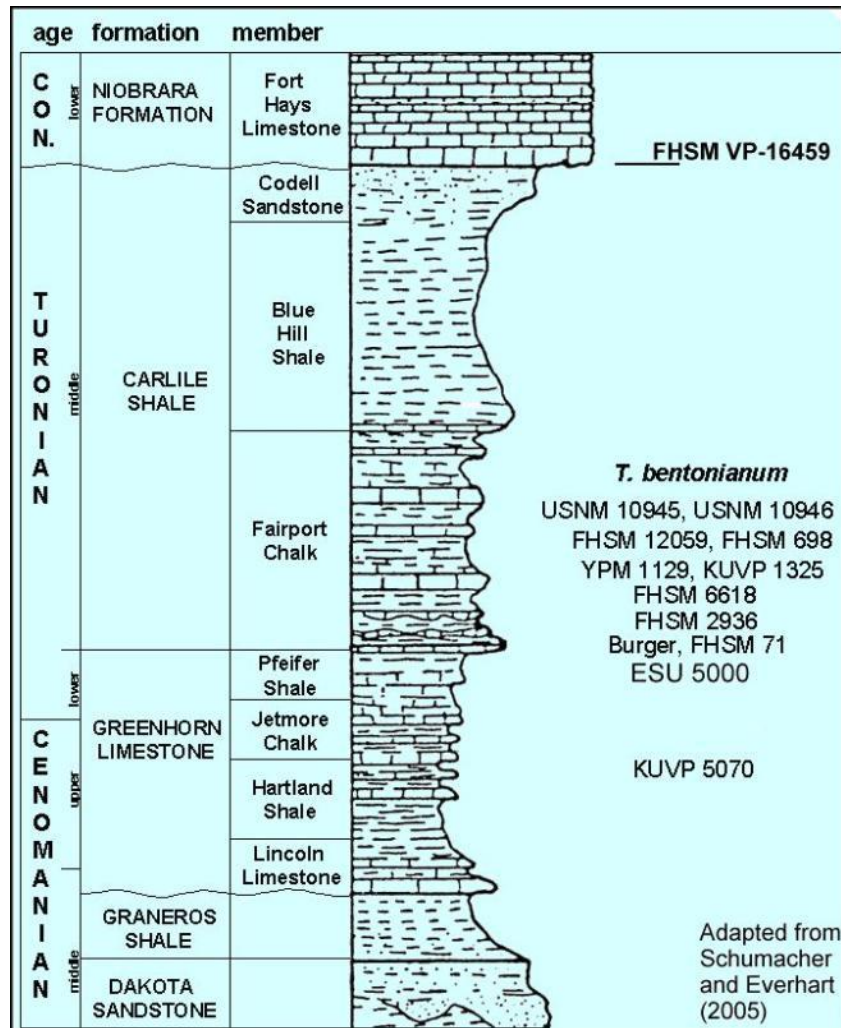


Figura 14.3 Ejemplo de Columna Estratigráfica (Figura tomada de INTERNET).

14.2.2 Construcción

Existen numerosas formas de construir una columna estratigráfica, ya sea por medio de un estilo propio, modelo de algún autor, etc. En la actualidad también se puede representar una columna estratigráfica por medio de distintos software almacenados en la web. En esta parte sólo se enfocan los principios básicos para la construcción e interpretación de una columna estratigráfica de acuerdo a las exigencias de cada persona (Figura 14.4).

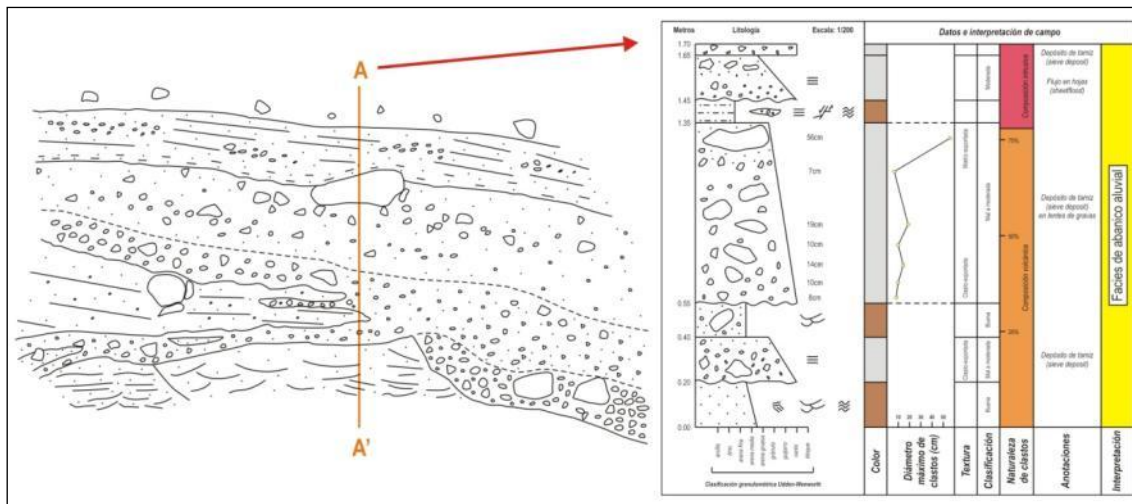


Figura 14.4 Corte Geológico y Columna Estratigráfica de un afloramiento tomado como ejemplo para la construcción de una columna estratigráfica (Figura tomada del sitio WEB <http://explorrock.wordpress.com/2011/09/02/construccion-de-una-columna-estratigrafica-en-13-pasos/>).

Para los interesados en geociencias, realizar una columna estratigráfica es algo común y aunque existen diversas maneras de llevar a cabo esto, en las siguientes líneas se muestra los principios básicos paso a paso. Definitivamente hay algunos detalles que se omitirán, pero no por eso se dejará de mencionarlos.

Para empezar, elaborar una columna estratigráfica puede ser algo tedioso para los que recién empiezan y es lógico ya que el secreto está en la continuidad y la práctica que se tenga en cada salida de campo, la dificultad aumenta cuando no se define una sección o corte geológico apropiado. En la fotografía, a continuación (Figura 14.5) se observa una sección de campo bien definida.

En algunos casos, realizar columnas estratigráficas en sedimentos y en rocas sedimentarias (sedimentos litificados y diagenizados) suele ser algo diferente ya que la distribución y geometría horizontal de los elementos litológicos, para el caso de los sedimentos, es más variada y ciertamente compleja. Esto no quiere decir que en rocas estratificadas no lo sea, pero por lo general suele ser más sencillo.

Para reafirmar lo mencionado anteriormente, en el siguiente ejemplo se muestra la disposición gráfica de los sedimentos que se observan en la fotografía de la Figura 14.5, nótese que los sedimentos poseen espesores que varían de un lado a otro, por lo que en la práctica, a diferencia de lo que nos muestran los libros, los sedimentos no siempre se muestran completamente regulares, aunque sí estratificados unos sobre otros.



Figura 14.5 Fotografía del afloramiento tomado como ejemplo para la construcción de una columna estratigráfica (Figura tomada del sitio WEB <http://explorrock.wordpress.com/2011/09/02/construccion-de-una-columna-estratigrafica-en-13-pasos/>).

Es variable, si se trabaja exclusivamente en rocas ígneas no habría forma de realizar mediciones o recolectar información de los parámetros sedimentológicos necesarios (paleocorrientes, variación en el tamaño de grano, selección de granos, etc.). Aunque, si existe una sucesión de rocas sedimentarias asociadas a rocas ígneas plutónicas (sills y/o diques) se puede establecer, de forma general, las relaciones de contacto entre esos dos tipos de litología. En rocas ígneas volcánicas sí se puede realizar columnas estratigráficas, pero esto depende de la complejidad de sus depósitos ya sea en coladas de lava ó en piroclastos. Lo mismo sucede en rocas metamórficas, dependiendo del tipo de roca previa al metamorfismo y al grado de metamorfismo también puede aplicarse esta metodología.

14.2.2.1 Elaboración de una Columna Estratigráfica

Para este ejercicio, se utilizará la información de campo que se pudo obtener a partir de la fotografía de campo anterior, para fines didácticos la columna estratigráfica se ha realizado en sedimentos o material no consolidado, ya que es aquí donde se puede observar de mejor forma y sin mucho esfuerzo los distintos parámetros que se necesitan para construir nuestra columna estratigráfica.

✓ **Parámetros sedimentológicos necesarios:**

❖ **Litología**

Se determina de acuerdo a la granulometría: arenas, gravas, limos o arcillas. Ver clasificación granulométrica Udden-Wenworth.

❖ **Color**

Las capas sedimentarias poseen colores característicos de acuerdo a su litología, aunque esto es variable, siempre es necesario verificarlo por medio de la observación y descripción de muestras de mano.

❖ **Diámetro máximo de clastos**

Se aplica para las gravas ó conglomerados, este parámetro indica la variación de la energía máxima con la que se transportó cierto sedimento clástico.

❖ **Textura**

La textura es el arreglo ó la forma en cómo se orientan los clastos dentro de una capa sedimentaria, mayormente se utiliza los términos matriz-soportante o clasto-soportante para describir la disposición de las gravas en sedimentos, y conglomerados en rocas sedimentarias.

❖ **Clasificación o selección (sorting)**

La selección de los granos es la uniformidad existente entre los tamaños de las gravas y/o arenas así como para sus equivalentes en rocas sedimentarias.

❖ **Naturaleza de los clastos**

Esta descripción permite entender qué tipo de roca original se ha erosionado (fuente de proveniencia) y posteriormente transportado a lo largo de una serie de ambientes sedimentarios, para el caso de las gravas se identifica qué tipo de roca se ha depositado y para el caso de las arenas, se identifica los constituyentes mineralógicos que la componen.

❖ **Estructuras sedimentarias**

Corresponde a los procesos físicos que han transportado cada capa de sedimento ó estrato.

❖ **Forma**

La forma de las gravas y arenas es un factor importante que permite establecer cómo ha sido el transporte de los sedimentos. En gravas y/o conglomerados las formas son más notorias que en las arenas, para este último caso se utiliza una lupa de mano así como de un microscopio petrográfico de acuerdo a la escala de observación.

❖ **Superficies erosivas**

Normalmente son discontinuidades visibles entre una capa de material más fino y una gruesa, tienen diferentes geometrías, desde planas y no muy visibles, hasta onduladas convexas y cóncavas.

❖ **Paleocorrientes y contenido fósil**

Para este ejemplo, no he adjuntado información sobre estos parámetros.

✓ Paso 2

En muchos casos, pero no en todos, el tamaño de los granos en la base y en el tope de una capa sedimentaria varía. En la siguiente imagen (Figura 14.7) se observa que la variación de la granulometría es notoria a excepción que en los tramos 1.35 a 1.45 y en 1.65 a 1.70 (metros). Las líneas azules corresponden al tipo de litología que se le asigna a cada tramo en la vertical. La información en color rojo es la litología que se determina según la granulometría de los sedimentos

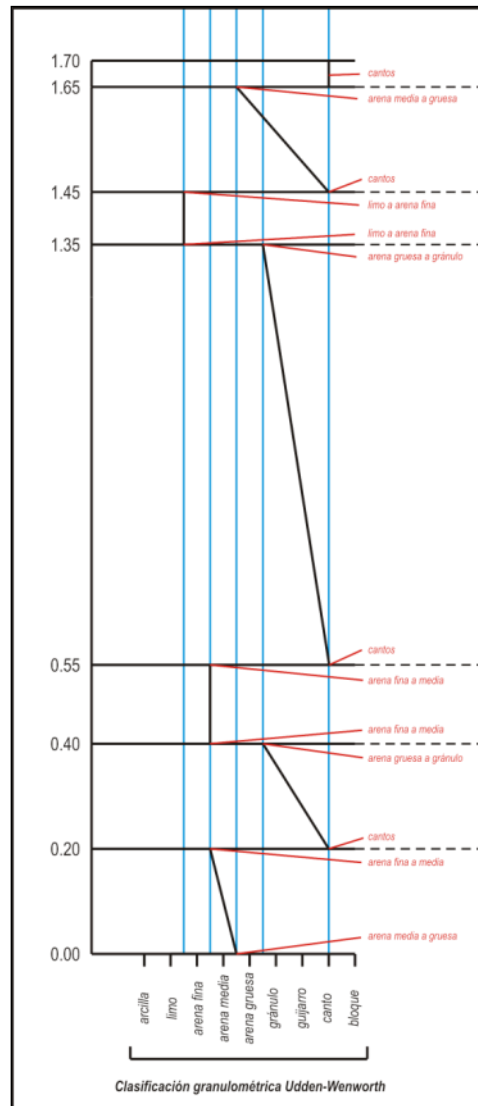


Figura 14.7 Paso 2 para la construcción de una columna estratigráfica (Figura tomada del sitio WEB <http://explorock.wordpress.com/2011/09/02/construccion-de-una-columna-estratigrafica-en-13-pasos/>).

Se puede observar que a partir de esta información, muchas de estas capas presentan una gradación normal (normal grading) desde la base hacia el tope de cada capa sedimentaria. La gradación normal repetitiva en una sucesión de capas en la vertical (desde abajo hacia arriba) se denomina secuencia granodecreciente (fining upward sequence).

✓ Paso 3

Las áreas vacías donde se ha establecido la litología son rellenadas con la simbología correspondiente de acuerdo a su granulometría, nótese que en la simbología se han añadido las formas de los detritos observados en el campo (Figura 14.8).

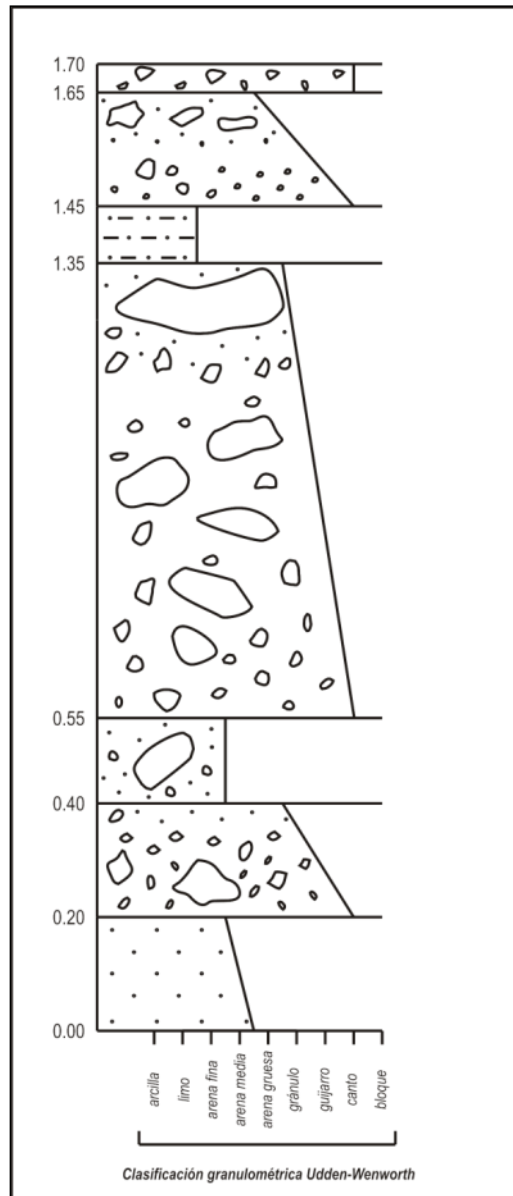


Figura 14.8 Paso 3 para la construcción de una columna estratigráfica (Figura tomada del sitio WEB <http://explorock.wordpress.com/2011/09/02/construccion-de-una-columna-estratigrafica-en-13-pasos/>).

✓ Paso 4

Se dibujan las superficies erosivas (en rojo) las cuales han sido determinadas en la base de las capas de grava (Figura 14.9).

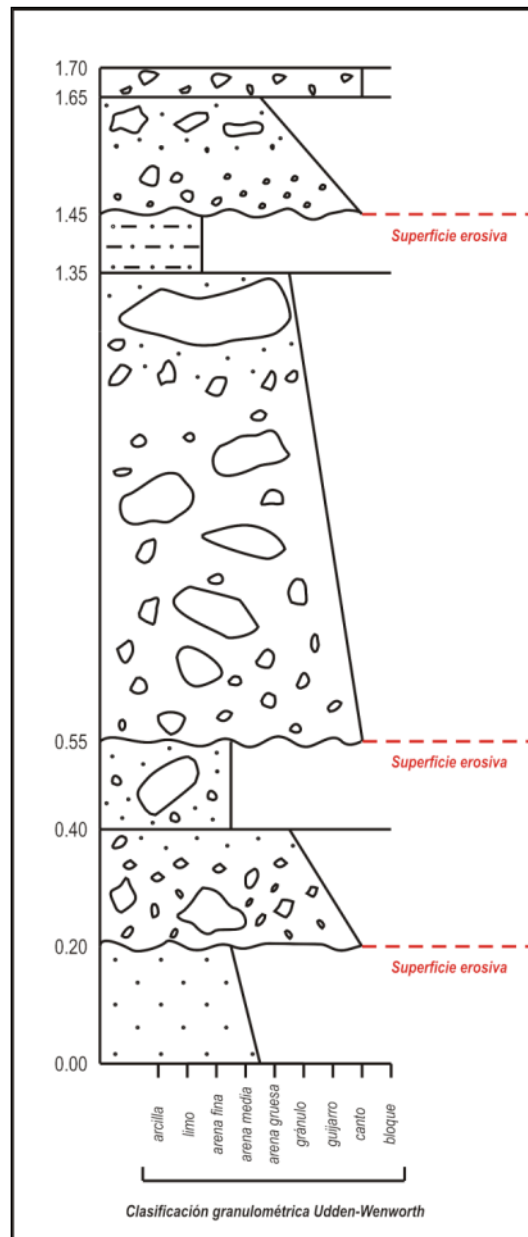


Figura 14.9 Paso 4 para la construcción de una columna estratigráfica (Figura tomada del sitio WEB <http://explorock.wordpress.com/2011/09/02/construccion-de-una-columna-estratigrafica-en-13-pasos/>).

✓ Paso 5

Se añaden las estructuras sedimentarias las cuales se posicionan de acuerdo a la capa donde éstas se encuentren (Figura 14.10)

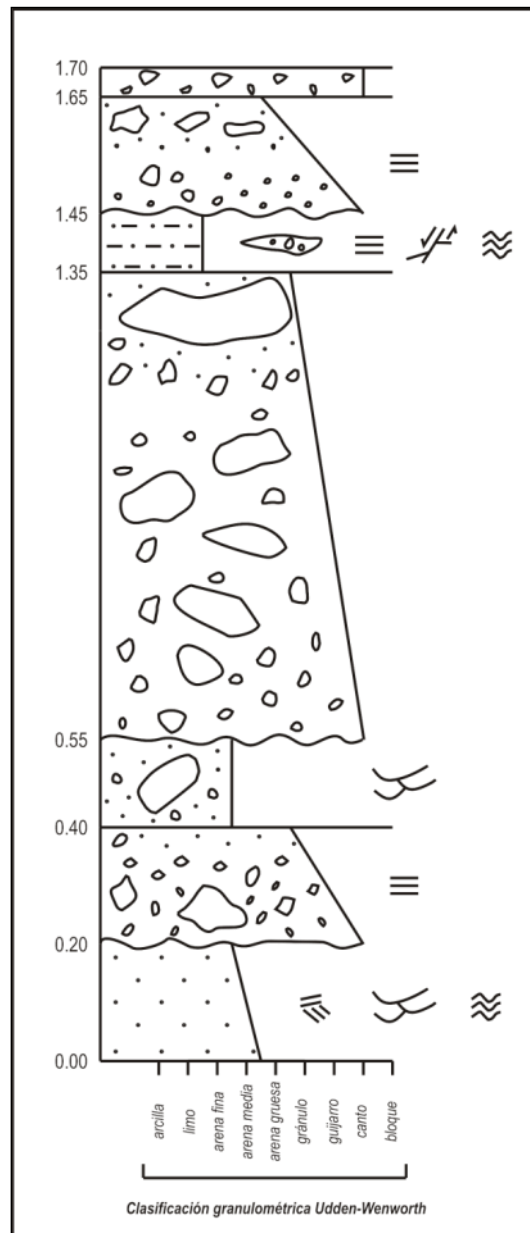


Figura 14.10 Paso 5 para la construcción de una columna estratigráfica (Figura tomada del sitio WEB <http://explorock.wordpress.com/2011/09/02/construccion-de-una-columna-estratigrafica-en-13-pasos/>).

✓ **Paso 6**

Se añaden los colores de cada capa donde afloran los sedimentos que son parte de la columna estratigráfica (Figura 14.11).

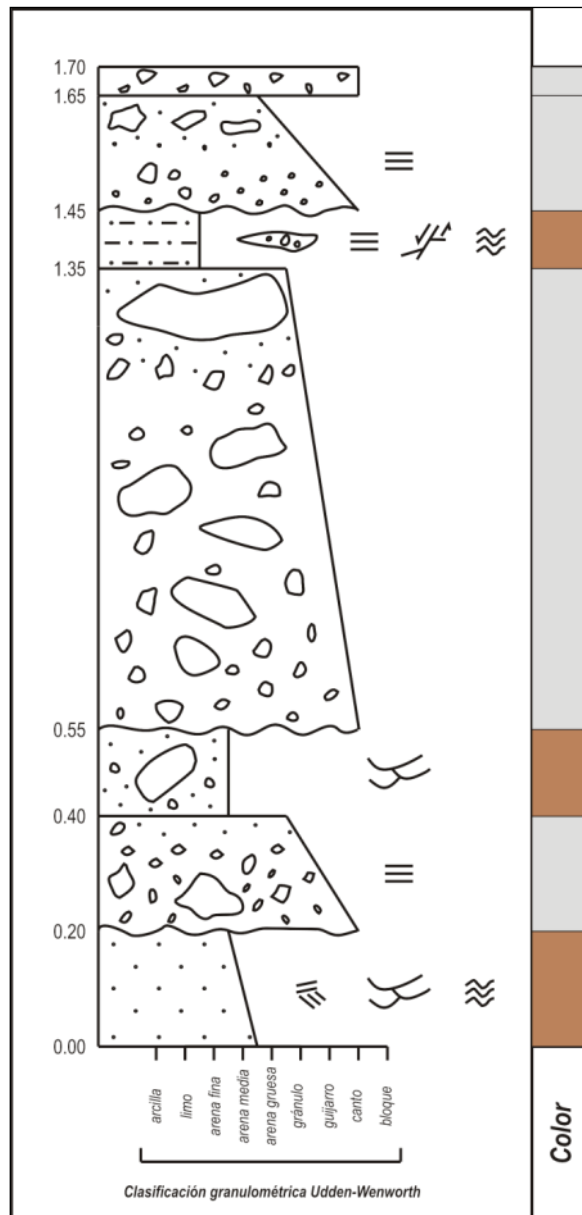


Figura 14.11 Paso 6 para la construcción de una columna estratigráfica (Figura tomada del sitio WEB <http://explorock.wordpress.com/2011/09/02/construccion-de-una-columna-estratigrafica-en-13-pasos/>).

✓ Paso 7

En el caso de las gravas o conglomerados, se toma la información del tamaño máximo en el diámetro de las gravas tal como se ha explicado anteriormente (Figura 14.12).

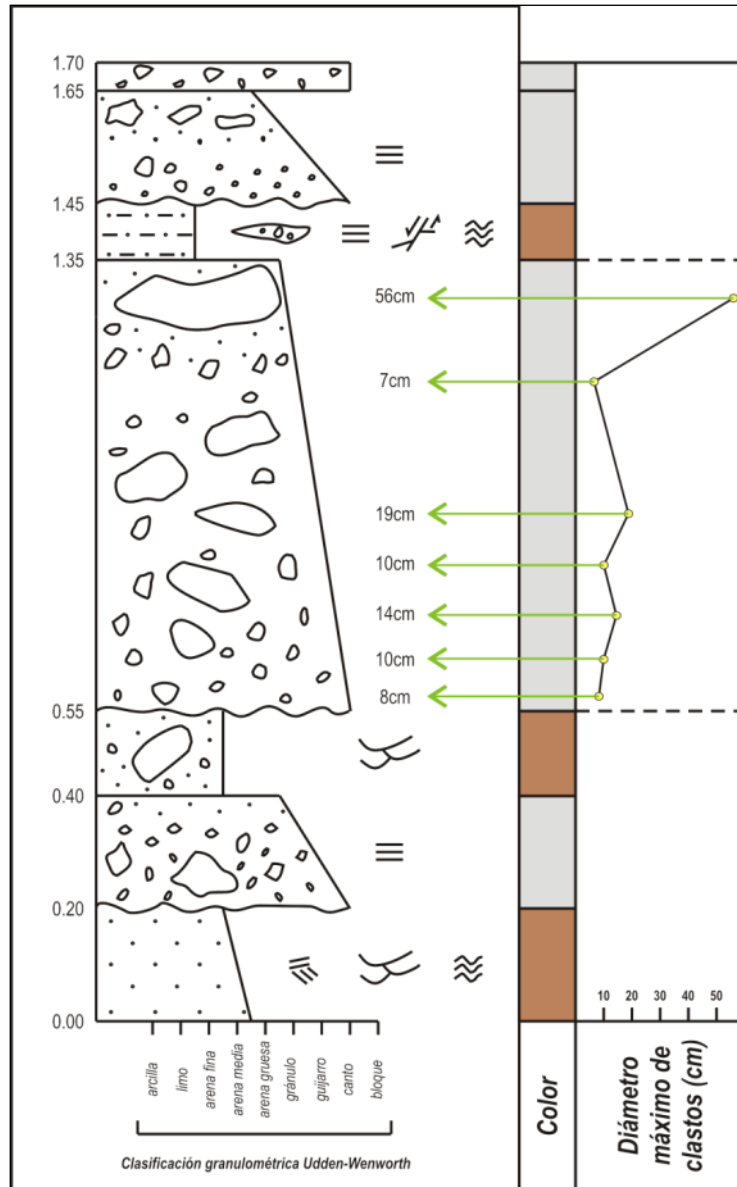


Figura 14.12 Paso 7 para la construcción de una columna estratigráfica (Figura tomada del sitio WEB <http://explorock.wordpress.com/2011/09/02/construccion-de-una-columna-estratigrafica-en-13-pasos/>).

✓ **Paso 9**

Clasificación o selección de las arenas y las gravas (Figura 14.14).

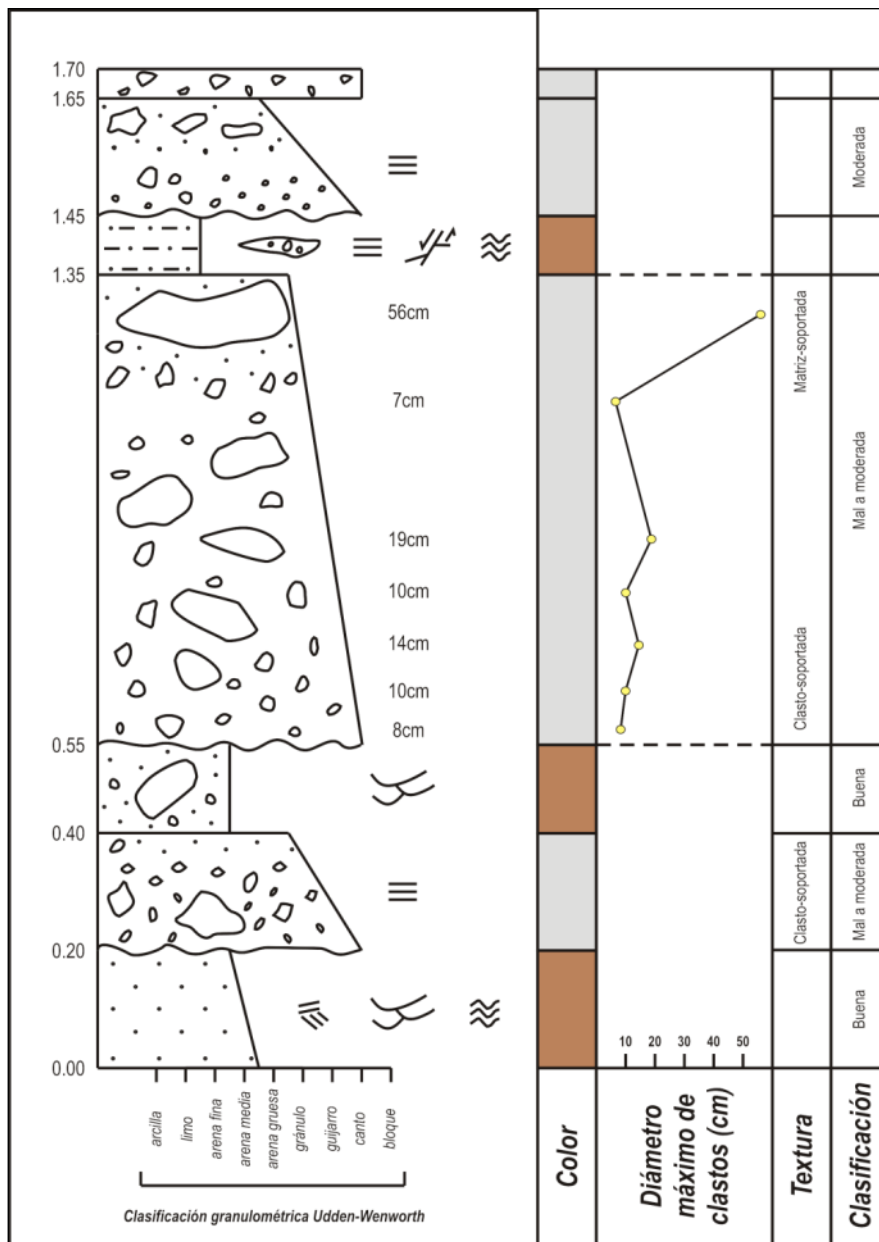


Figura 14.14 Paso 9 para la construcción de una columna estratigráfica (Figura tomada del sitio WEB <http://explorock.wordpress.com/2011/09/02/construccion-de-una-columna-estratigrafica-en-13-pasos/>).

✓ Paso 10

Naturaleza de los clastos, indicador de la fuente de proveniencia de los sedimentos. Color naranja (proveniencia volcánica), color rojo (proveniencia ígnea plutónica o intrusiva) (Figura 14.15).

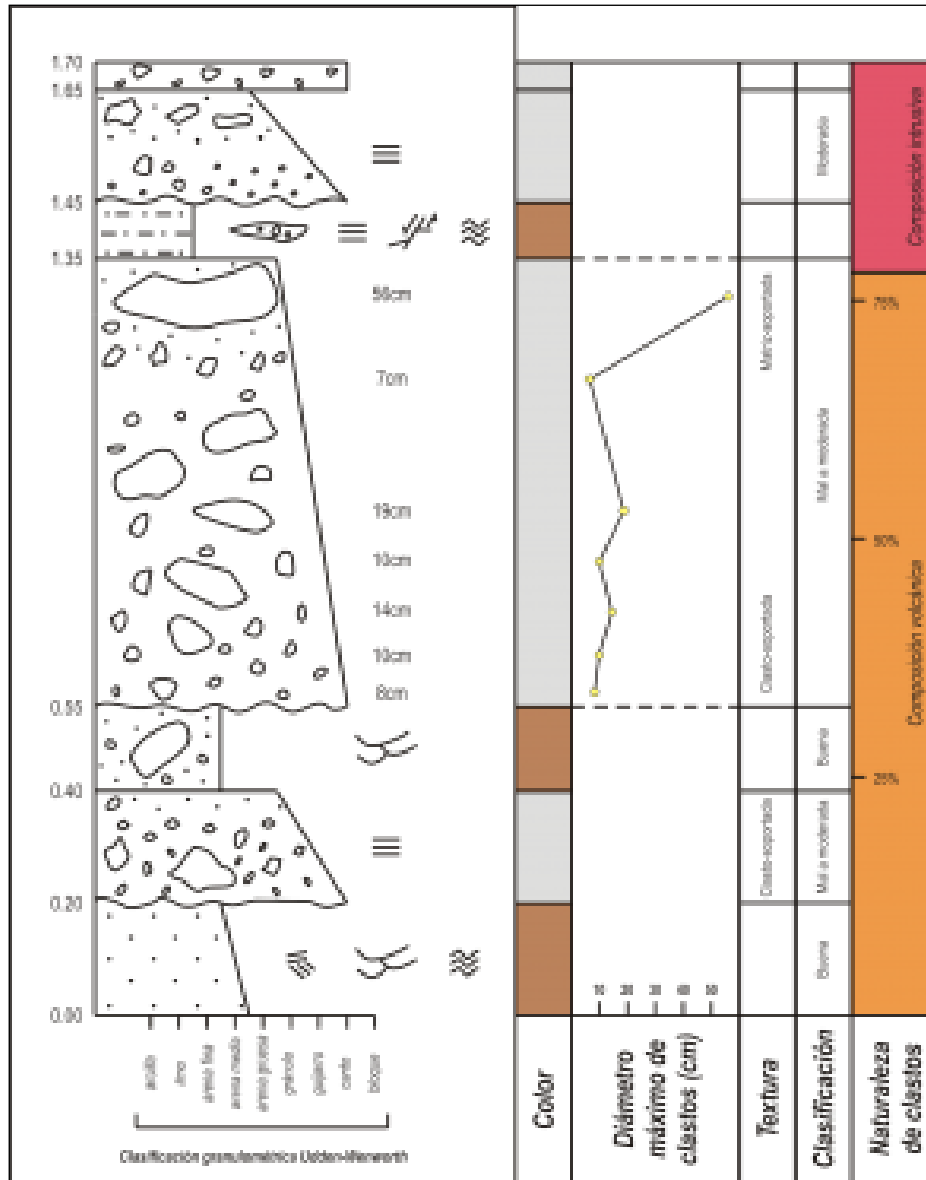


Figura 14.15 Paso 10 para la construcción de una columna estratigráfica (Figura tomada del sitio WEB <http://explorock.wordpress.com/2011/09/02/construccion-de-una-columna-estratigrafica-en-13-pasos/>).

✓ Paso 11

Descripción de los elementos sedimentarios de acuerdo a la descripción de campo, los sheet flood (flujos de hojas) y sieve deposit (depósitos tamizados) son característicos de depósitos cuyo origen es aluvial (Figura 14.16).

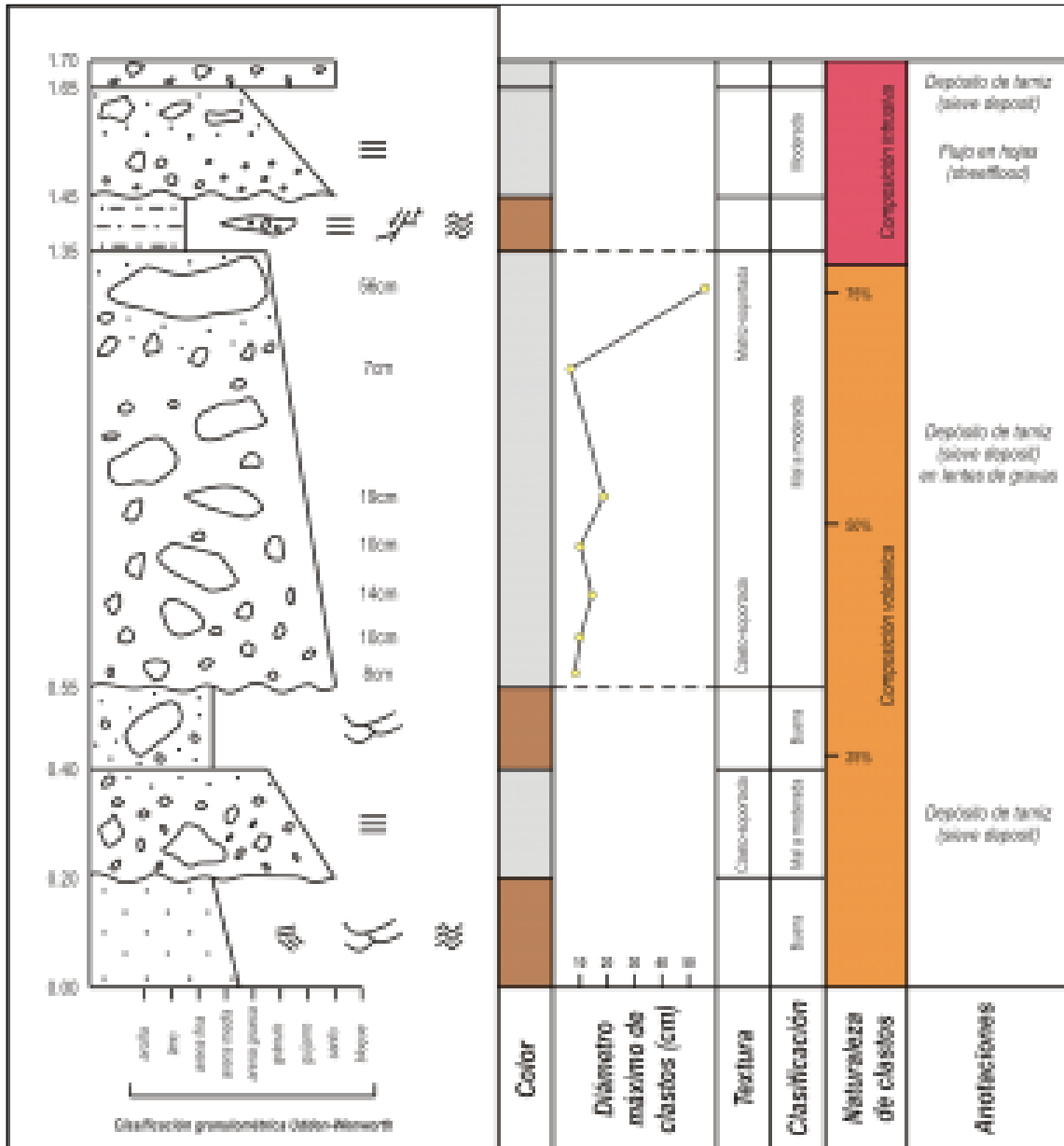


Figura 14.16 Paso 11 para la construcción de una columna estratigráfica (Figura tomada del sitio WEB <http://explorock.wordpress.com/2011/09/02/construccion-de-una-columna-estratigrafica-en-13-pasos/>).

✓ Paso 12

La interpretación de los datos (en amarillo) se realiza después de recolectar todos los datos disponibles de campo. La interpretación de los datos de campo implica determinar el origen del transporte y el medio por donde se transportaron los sedimentos en el pasado, este proceso se puede realizar en el campo, aunque por cuestiones de tiempo es recomendable realizarlo en el centro de trabajo o gabinete (Figura 14.17).

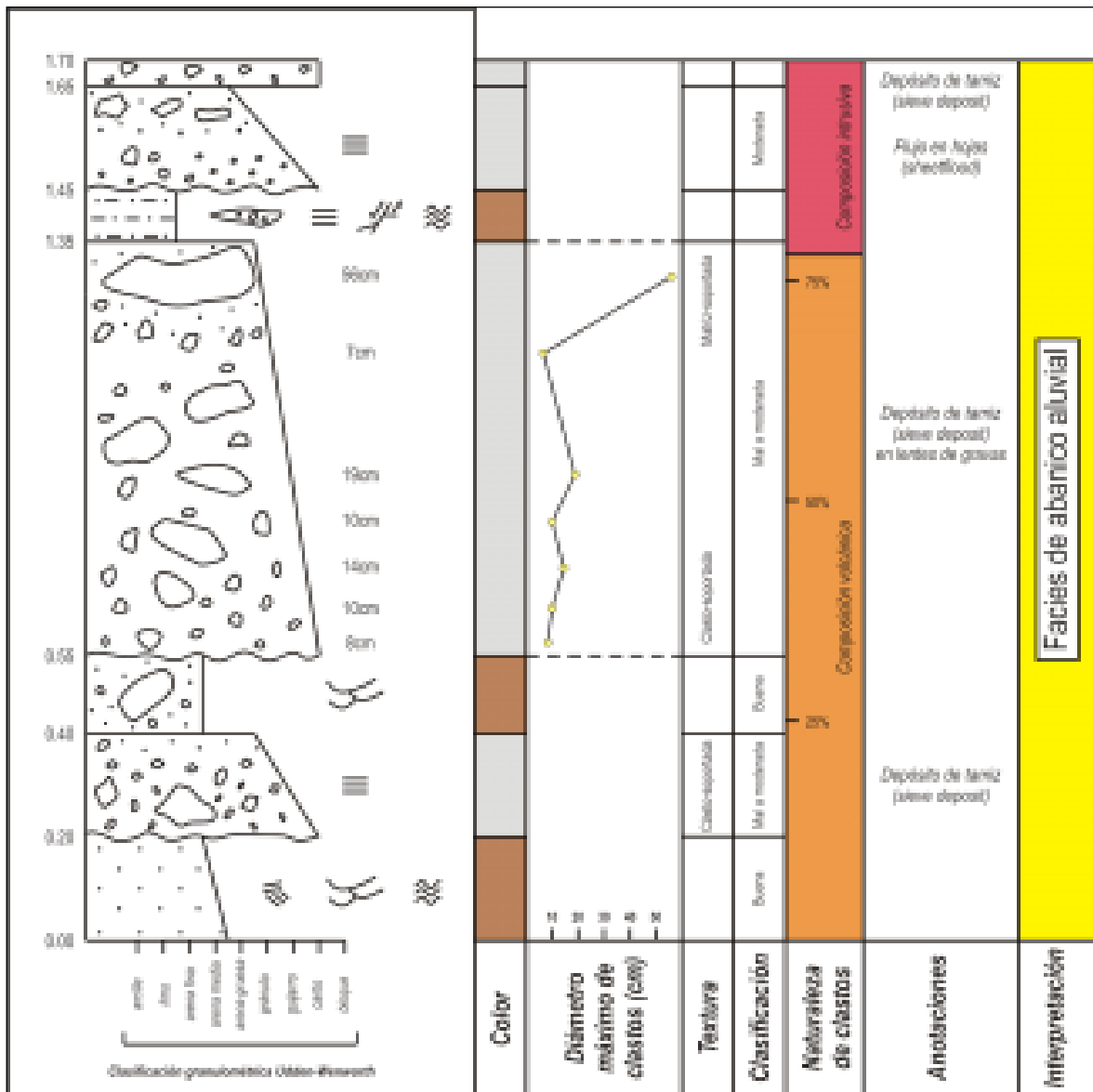


Figura 14.17 Paso 12 para la construcción de una columna estratigráfica (Figura tomada del sitio WEB <http://explorock.wordpress.com/2011/09/02/construccion-de-una-columna-estratigrafica-en-13-pasos/>).

14.3 INFORME TÉCNICO DEL TRABAJO GEOLÓGICO

14.3.1 Formato del Informe o Reporte Geológico

Un Informe o Reporte Técnico Geológico de una práctica o prácticas de campo debe tener, por lo menos, tres secciones importantes, descritas a continuación:

1. **Introducción:** En la cual debe constar el Objetivo u Objetivos de la Práctica, los antecedentes, los itinerarios y los programas realizados, y si se considera necesario, la teoría relativa a las prácticas.
2. **Descripción de la Práctica:** En la cual debe constar la descripción del trabajo realizado, ordenado por secciones sucesivas en tiempo, denominadas estaciones. En lo posible cada estación debe tener la localización geográfica y en coordenadas, la descripción geográfica (si existió) o la descripción de la explicación dada respecto a esa sección o estación. También se debe agregar las explicaciones geológico-estratigráficas, dadas en los trayectos dentro del vehículo.
3. **Conclusiones y Recomendaciones:** Las que se considere necesarias y relativas a los objetivos establecidos de las prácticas y ordenadas según el trabajo realizado.

Otras consideraciones importantes a tomar en cuenta:

- ✓ Un informe técnico se debe redactar en tercera persona.
- ✓ Las ilustraciones deben tener un pie de figura o de foto, explicativa y numerada, y las mismas deben tener una referencia en el texto principal del reporte.
- ✓ Se pueden agregar anexos de figuras, fotos, etc.
- ✓ Se puede agregar un índice principal al principio del reporte.

15 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ✓ Corrales, I.; Rosell, J.; Sánchez, L.; Vera, J. y Vilas, L., (1977), "**Estratigrafía**". 2da. Edición, Editorial Rueda. Madrid, España. ISBN: 74-7207-004-2.
- ✓ Reineck H. E. and Singh I. B., (1980), "**Depositional Sedimentary Environments**". Springer-Verlag. New York ISBN: 3540073779, 9783540073772.
- ✓ Krumbein, W. C. y Sloss, L. L., (1963), "**Estratigrafía y Sedimentación**". 2da. Edición, Uteha, México.
- ✓ Dunbar, C. O. y Rodgers, J., (1963), "**Principios de Estratigrafía**". Continental S. A. México.
- ✓ Bouma, Arnold H., 1962, "**Sedimentology of some Flysch deposits; A graphic approach to facies interpretation**", Elsevier, 168 pp.
- ✓ Fairbridge, Rhodes W., ed., (1966) "**The Encyclopedia of Oceanography**", New York: Van Nostrand Reinhold Company, pp945-946.
- ✓ **PORTADA:** Foto tomada el 22 de Julio de 2016 en un afloramiento que muestra estratos de areniscas y conglomerados de la Formación Tablazos, con estratificación cruzada y una bioturbación (galería), ubicado al borde de la autopista a la costa, en una cantera en la comuna de San Rafael – Provincia de Santa Elena – Ecuador.

16 ANEXOS

16.1 ITINERARIO Y PROGRAMA DE SALIDA DE PRÁCTICA DE CAMPO

ITINERARIO Y PROGRAMA DE LA PRÁCTICA DE CAMPO DE LA MATERIA ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTACIÓN
--

**PROFESOR ING. EDISON NAVARRETE CUESTA
FICT – ESPOL**

Recorrido del primer día: Guayaquil – Autopista a la Costa – Progreso – Olmedo – Zapotal – Santa Elena – Ballenita – Capaes – Punta Blanca – San Pablo – Pacoa – Monteverde – Palmar – Ayangue – CENAIM – San Pedro de Valdivia – Regreso – Santa Elena – La Libertad – Punta Carnero – Anconcito – Ancón.

- ❑ Salida desde el estacionamiento de la FICT en el Campus Prosperina (07:00).
- ❑ Observación y explicación de las características geológicas y estratigráficas en el trayecto Guayaquil – Progreso – Olmedo.
- ❑ **Estación en afloramiento de la Formación Dos Bocas:** Observación y explicación de las características geológicas y estratigráficas de la Formación Dos Bocas.
- ❑ **Estación en afloramiento de la Formación Villingota:** Observación y explicación de las características geológicas y estratigráficas de la Formación Villingota.
- ❑ Observación y explicación de las características geológicas y estratigráficas en el trayecto.
- ❑ **Estación para explicación del Horst Azúcar y la Cuenca Progreso (2 km antes de Buenos Aires):** Observación y explicación de las características geológicas (estructurales y estratigráficas) del Horst Azúcar y de la Cuenca de Progreso.
- ❑ **Estación en afloramiento de la Formación Tablazos (Comuna San Rafael):** Observación y explicación de las características geológicas, estratigráficas y ambientales de la Formación Tablazos.
- ❑ Observación y explicación de las características geológicas y estratigráficas en el trayecto.
- ❑ **Estación entre Capaes y Monteverde:** Observación y explicación del ambiente de playa del sitio y de la estratigrafía de los afloramientos de la “roca de playa” del sitio.
- ❑ **Estación en Pacoa:** Explicación de las características geológicas, ambientales y sedimentológicas de la laguna costera (lagoon) de Pacoa.
- ❑ Observación y explicación de las geológicas y estratigráficas en el trayecto.
- ❑ **Estación en Ayangue:** Explicación de las características geológicas, estratigráficas y ambientales del sitio (Playa de Ayangue).
- ❑ Almuerzo en Ayangue.
- ❑ **Estación en CENAIM en San Pedro de Valdivia:** Explicación del afloramiento de la Formación Dos Bocas.
- ❑ Regreso a Santa Elena.
- ❑ **Estación en Ancón:** Explicación del trabajo del día siguiente.

Recorrido del segundo día: Acantilados entre Ancón y Anconcito – Ancón – Atahualpa – Autopista Salinas-Guayaquil – Guayaquil.

- ❑ **Estación en los acantilados entre Ancón y Anconcito:** Realización de un levantamiento geológico-estratigráfico en los acantilados. Realización de columnas estratigráficas y cortes estratigráficos parciales por sectores en grupos de trabajo.
- ❑ Almuerzo en Ancón.
- ❑ Regreso a Guayaquil.
- ❑ Arribo a Guayaquil (17:00).

INFORMACIÓN ADICIONAL IMPORTANTE

Se recomienda a las personas integrantes de esta salida y práctica de campo, llevar ropa adecuada para el campo, es decir, pantalones resistentes, zapatos de caucho o botas, etc.

Se debe contar con equipo geológico básico por grupo de trabajo: GPS – brújula geológica – martillo geológico – lupa. Además, también por grupo de trabajo se debe contar con: una cinta métrica plegable (3 m), una libreta con cuadrículas, cuaderno o papeles para anotaciones, lápices, marcadores, plumas, cámara de fotos, grabadora o cualquier otro suministro o equipo que sirva para tomar notas para la posterior realización del informe.

NOTA: Se advierte que el recorrido y las estaciones propuestas en este itinerario y programa pueden cambiar, debido a razones no previstas en la elaboración del mismo, como pueden ser: mal tiempo, imposibilidad de acceso, retraso en los horarios, etc.

16.2 MAPA GEOLÓGICO E IMAGEN DE SATÉLITE DEL ITINERARIO DE LA SALIDA DE PRÁCTICA DE CAMPO

