

UNIDAD 3. PROCESOS Y SISTEMAS GEOMORFOLÓGICOS

EL MODELADO DE LOS LITORALES Y DE LOS FONDOS OCEANICOS

La costa proporciona al geomorfólogo en ciertos aspectos, unas oportunidades excepcionales para estudiar los procesos geomórficos contemporáneos. La playa es uno de los elementos del modelado que más cambia e incluso, los acantilados se ven sometidos a modificaciones más rápidas que la mayoría de los rasgos fisiográficos (figura 1).



Muchos de los cambios se producen en la zona de acción de las olas, en donde la observación directa no es fácil. Cada vez se posee un mayor conocimiento del complicado intercambio de sedimento entre las zonas de anteplaya (foreshore) y frente a la *costa* (offshore).

Durante un tiempo, la geomorfología litoral se centró casi exclusivamente en dos aspectos básicos: **la erosión de los acantilados y las plataformas de abrasión y la redistribución del sedimento por las corrientes litorales.**

Figura 1. Playas y acantilados

Fuente: www.enletrademoldemdp.blogspot.com

Actualmente se reconoce que la estrecha franja entre los niveles de marea alta y marea baja no se puede trazar de manera aislada, sino que hay que considerarla como parte de una zona de erosión y deposición mucho más amplia. El estudio del movimiento de agua aparece como algo fundamental para acceder al conocimiento de los procesos litorales. Durante bastante tiempo se consideró que las mareas constituían el factor dominante en el modelado del borde continental y de hecho, todos los rasgos marinos, en un momento u otro, han sido atribuidos a la acción de las mismas. Asimismo sobrevino la reacción contraria, según la cual casi todas las formas del modelado litoral se atribuyeron a la actividad de las olas.

Las investigaciones recientes indican que las mareas parecen jugar un papel importante en el modelado de las costas y se acrecienta a medida que se avanza hacia mayores latitudes (figura 2). Este papel es doble: a ellas se debe la elevación y descenso del nivel de ataque de las olas y por otra parte, el trasvase de la masa de agua origina una serie de corrientes que pueden transportar grandes cantidades de sedimento fino.

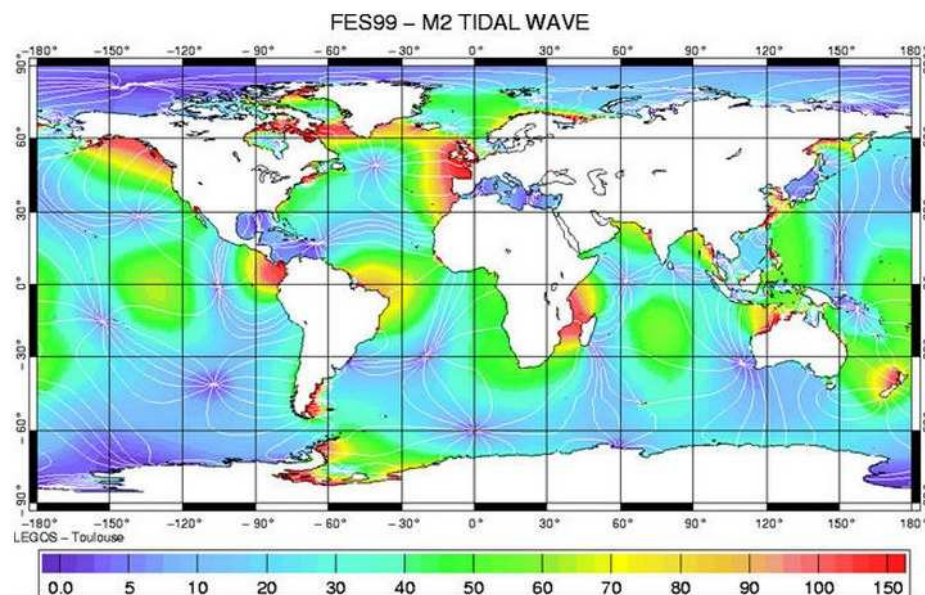


Figura 2. **Ondas o flujos de marea.**
Fuente: www.libreconocimiento.com

Las **mareas** se diferencian de otros tipos de energía en Geomorfología en que no son atribuibles ni al calor solar ni al terrestre. Constituyen el resultado de la atracción gravitacional entre la Tierra, la Luna y el Sol. Las diferencias observadas entre las mareas de equilibrio o teóricas y las observadas en la realidad, se explican por tres razones: el movimiento de rotación terrestre, la configuración de las cuencas oceánicas y las condiciones meteorológicas temporales. La elevación y el descenso mareal requieren, evidentemente, una diferencia horizontal de agua a gran escala. Este movimiento se conoce con la denominación de **corriente o flujo mareal**.

Los estudios más elaborados se han realizado en estuarios, en los que los modelos de flujo mareal son por lo general, muy complicados. El movimiento puede concentrarse en una serie de líneas de flujo rápido relativamente estrechas, en las que las posiciones de las líneas de máxima velocidad de la marea de flujo difieren de las de la marea de reflujo. Existen muchos factores que inciden sobre algunos detalles del sistema de circulación de las corrientes.

La forma y profundidad del estuario juegan un papel importante en la velocidad de la corriente de flujo y reflujo. Las distintas densidades del agua de río y del agua de mar pueden producir grandes efectos en la circulación. En algunos estuarios se puede observar una estratificación muy pronunciada, con el agua menos densa fluyendo en dirección hacia el mar, por encima de una capa de agua salada situada en el fondo; debido al efecto de Coriolis, la interfase, se inclina con frecuencia hacia la izquierda en el hemisferio sur. Las



amplitudes de marea (diferencias entre la pleamar y la bajamar) suelen ser importantes, como se observa en la figura 3.

Figura 3. **Bahía de Website, Francia.**
Fuente: www.es.123rf.com

La mayoría de las **olas** marinas las produce el viento al soplar sobre el agua. Estas constituyen una transferencia de la energía cinética de la atmósfera a la hidrósfera; la mayor parte de dicha energía se consume al romper las olas a lo largo de la costa. Es importante distinguir entre **olas de aguas profundas**, **olas de tipo oscilatorio** y las que rompen a lo largo de la costa, **de tipo traslatorio** (figura 4). La disminución de la profundidad del agua tiene un importante efecto sobre el ángulo con el que las olas se acercan a la costa.

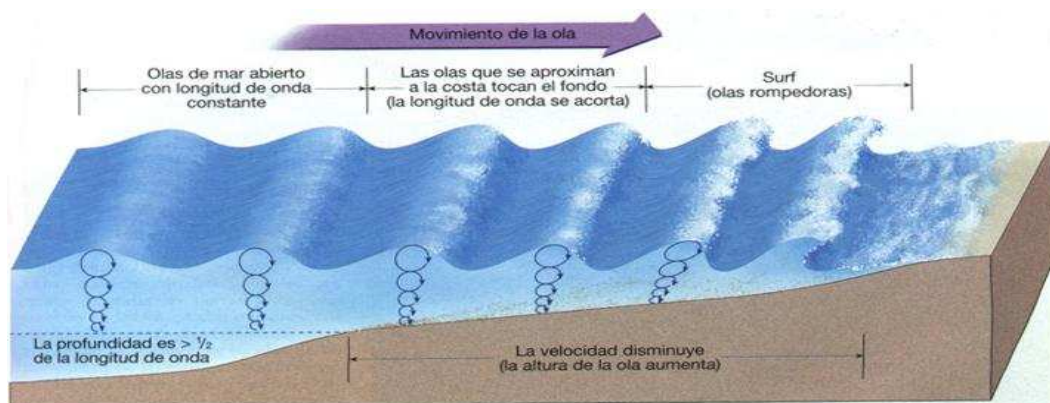


Figura 4. **Olas**
Fuente: Tarbuck y Lutgens

En las primeras, el movimiento de las partículas individuales del agua suele ser más o menos circular, de forma que después del paso de una ola, vuelven muy cerca de su posición original. En una ola de traslación, las partículas de agua se mueven hacia delante, aproximadamente a la misma velocidad que la forma de la ola.

Se está de acuerdo que existen tres factores básicos de control de las olas profundas de oscilación: la velocidad del viento, su duración y el fetch. *Este es la distancia no interrumpida por tierras sobre el cual el*

mar sufre los efectos de un viento fijo de dirección y fuerza determinada. Se cuenta desde el punto de observación, con sentido opuesto a la dirección del viento.

Rara vez se produce un tren de olas uniformes. Los trenes de interacción dan lugar a complejos sistemas de olas con altos y bajos muy exagerados, en puntos muy concretos en los que coinciden dos crestas o dos depresiones. En el mar abierto, el movimiento orbital asociado al paso de una ola, disminuye rápidamente desde la superficie al fondo (figura 4). La altura de la ola aumenta muy lentamente al principio, pero al entrar en aguas someras, lo hace con una rapidez cada vez mayor.

Los cambios opuestos en altura y longitud significan que la inclinación aumenta en gran medida antes que rompan las olas. Un cambio asociado afecta a las trayectorias orbitales del agua. Estas en mar abierto son más o menos circulares, pero en aguas someras adquieren forma elíptica con el eje mayor en plano horizontal. En las proximidades del fondo marino, las órbitas se van aplanando hasta convertirse en un simple movimiento de vaivén o de adelante hacia atrás. Durante el paso de la cresta, el agua se mueve con gran rapidez en dirección a la costa, mientras que en la depresión siguiente, retrocede lentamente hacia el mar.

La explicación de la ruptura de la ola al entrar en aguas someras apunta a la disminución del volumen de agua dentro de la ola, a pesar del aumento del movimiento orbital, influyendo también el incremento de la fricción con el fondo, que frena la velocidad del agua. Se llega a un punto en que el agua es incapaz de completar una órbita y se forma una cavidad en el lado de la ola que mira hacia la costa. Una vez más, la cresta queda sin apoyo y se desploma hacia delante en dirección a la playa.

Se pueden distinguir tres tipos de rompiente:

- Por derrame: es el cual el agua no se desploma libremente, sino que se derrama por el frente de la ola de forma constante, dando lugar a una prominente cresta de espuma. El perfil se mantiene, pero poco a poco va disminuyendo de altura al avanzar el agua hacia la playa.
- En voluta: en la que el agua de la cresta cae verticalmente, atrapando una bolsa de aire dentro de la ola. Después de formar la voluta, la ola se desintegra y el agua corre hacia delante en forma de una turbulenta masa de agua.
- Ondulada: en la cual el agua se abalanza hacia delante con una cresta que se deshace rápidamente, pero sin dar un desplome claramente definido.

Se ha dicho que la rompiente en voluta tiene lugar cuando la velocidad del agua de la cresta de la ola sobrepasa notablemente a la del cuerpo de la misma, mientras que la rompiente por derrame se produce cuando las velocidades son aproximadamente iguales. Se ha demostrado que los dos factores dominantes en este proceso son la inclinación de la ola y el gradiente de la playa. Las playas de gradiente bajo suelen estar asociadas por lo general, a rompientes por derrame más que a rompientes en volutas u onduladas.

La disminución de la profundidad del agua tiene también un importante efecto sobre el ángulo con el que las olas se acercan a la costa. Existe una marcada tendencia en las olas, sea cual sea su dirección de aproximación, a girar en redondo hasta disponerse casi paralelas a la costa. Este proceso, conocido como **refracción**, comienza casi tan pronto como las olas tocan el fondo. Las crestas de las olas comienzan a curvarse hasta que llegan a la costa formando un ángulo recto. Es muy poco frecuente que la refracción sea completa, de modo que por lo general, suele haber una cierta oblicuidad.

En la mayoría de los casos, las olas tocan primero el fondo opuesto a los cabos de la costa, mientras que

el avance hacia las bahías continúa relativamente sin impedimentos. Una consecuencia muy importante de la refracción en tales circunstancias es la concentración de la energía de las olas en los cabos, así que, en estos puntos, las rompientes son mucho más grandes que en las bahías (figura 5)

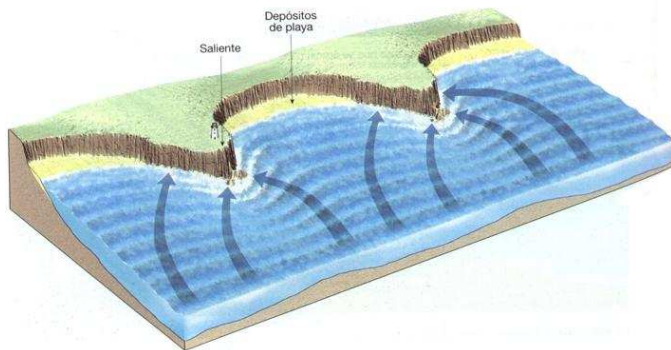
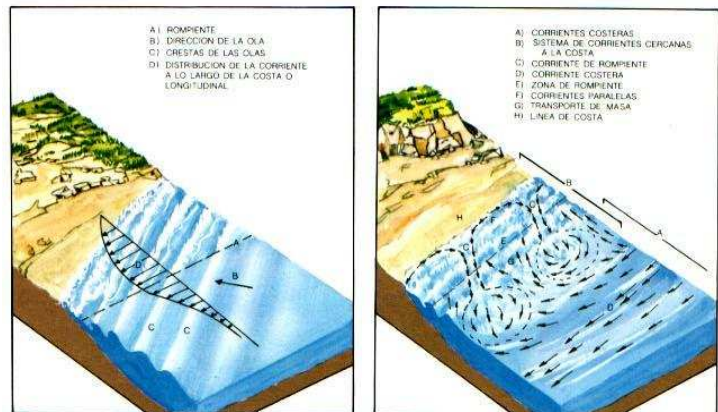


Figura 5. **Proceso de refracción**
Fuente: Lanfredi, 1989

Un último aspecto de la acción de las olas en aguas someras, es la tendencia del transporte de masa en dirección a la costa de originar **la circulación de corrientes** (sistemas de circulación de corrientes). Estos sistemas están formados por dos importantes componentes: las corrientes a lo largo de la costa y las corrientes de resaca, perpendiculares a la misma. El caso más simple es el de una costa rectilínea y uniforme

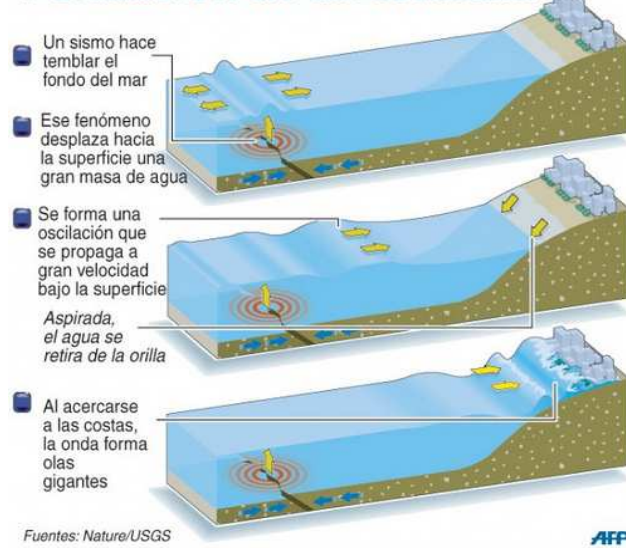
con olas que se aproximen oblicuamente, como la que se ejemplifica en la figura 6.

Figura 6. Circulación de corrientes costeras
Fuente: Lanfredi, 1989



De todas las olas costeras, las más comunes son las producidas por el viento. Suele haber otras olas costeras ocasionales, que también presentan una especial importancia: los **tsunamis** y las **olas de temporal**. En cuanto a su perfil, ambas se caracterizan por su enorme longitud de onda y su largo período.

Formación de un tsunami



Un tsunami se produce por algún tipo de perturbación submarina, normalmente por un desplazamiento del fondo marino durante la actividad sísmica. Las ondas oscilatorias que se originan pueden viajar a lo largo de miles de kilómetros, con muy poca pérdida de energía.

Se han registrado velocidades medias de 700 km/hora o superiores. Las alturas de los tsunamis en mar abierto son muy pequeñas; por lo general, menos de 1m. Cuando se aproximan a la costa, cambian dramáticamente; reducen violentamente su velocidad e incrementan notablemente su altura, a veces hasta 10 m su altura original (figura 7)

Figura 7. Olas de Tsunamis.
Fuente: www.bbprogresivo.com

Se puede considerar que las olas de temporal son una forma de ola larga, que se originan debido a condiciones atmosféricas excepcionales. Estas requieren normalmente un centro ciclónico de una presión inusualmente baja, junto con vientos de grandes velocidades que pueden dar lugar a un transporte de masa a gran escala. Pueden originar una elevación del nivel del mar de unos 2,5 m. Muchos huracanes tropicales originan olas de excepcional magnitud, al pasar por plataformas continentales anchas y someras.

Procesos y agentes marino-costeros

Procesos mecánicos o físicos

Las olas que se aproximan a la costa poseen una gran energía cinética debido al movimiento orbital del agua, junto con una energía potencial que procede de la elevación de la cresta de la ola por encima del nivel medio del agua. Al romper las olas, esta energía potencial se transforma en energía cinética, incrementando notablemente la capacidad del agua para dar origen a rasgos tales como los acantilados y plataformas



continentales (figura 8).

Figura 8. **Acción hidráulica y corrosión marina**

Fuente:www.natureduca.com

Esto lleva consigo al menos dos procesos mecánicos: la **acción hidráulica** y la **corrosión**. La acción hidráulica se refiere simplemente al *impacto del agua en movimiento*. El impacto repetido de esta fuerza es ciertamente capaz de ensanchar algunas fracturas incipientes y ayuda a dividir la roca aparentemente dura y masiva, en bloques diaclasados de menor tamaño. A veces este proceso se denomina **arranque o quarrying**. Las grandes diaclasas y los planos de falla son las zonas más atacadas; de igual modo a lo largo de las líneas de mayor debilidad estructural tiene lugar la excavación de entrantes profundos y estrechos. Un factor sobre el que se suele hacer hincapié con frecuencia, es la compresión y la descompresión brusca del aire atrapado en las grietas y cavidades de las rocas (*bufaderos*).

La eficacia de la **acción hidráulica** depende en su mayor parte de la situación exacta del punto de rompiente de la ola. Si una ola rompe a varios metros de distancia del acantilado, una gran parte de su energía se disipa en el movimiento turbulento del agua. Cuando la voluta de una ola se produce directamente contra la cara de un acantilado, se originan las mayores presiones. Dado que el factor causante de la rompiente de una ola lo constituye la disminución de la profundidad del agua, los acantilados verticales que descienden directamente hacia aguas profundas estarán mucho menos expuestos a la acción hidráulica que los que se elevan desde una plataforma basal moderadamente ancha.

La **corrosión**: es la acción de los fragmentos de roca que entran en movimiento de forma regular, debido a la acción del mar. Las caras suaves y pulidas dan testimonio de esta acción, mientras que el agua arremolinada con gran cantidad de pequeños cantos y arena en suspensión, llega a excavar con frecuencia marmitas circulares.

Tanto la acción hidráulica como la corrosión, son más efectivas en el caso de olas de temporal de gran energía. Factores tales como el desarrollo de algas, puede intervenir en la efectividad del ataque de las olas; una gruesa capa de algas actuará como agente de protección, reduciendo enormemente la velocidad del agua en contacto con la roca.

Procesos químicos

Generalmente, se conoce como **corrosión** a la alteración química de las rocas en contacto con el agua de mar. Esta no se limita a la vecindad inmediata de las rompientes de las olas, sino que puede darse cuando el agua pulverizada se proyecta por encima de la zona de surf.

La **actividad bioquímica** es realmente importante en muchas costas carbonatadas. Tanto las plantas como los animales pueden perforar las rocas calcáreas. Las algas azul-verdosas son muy importantes, ya que son el alimento de muchos organismos marinos que levantan o destruyen luego la superficie debilitada de la roca. Otros organismos como esponjas, moluscos y equínidos disuelven la caliza y reducen la resistencia global de la roca.

Entre la marea alta y la baja, las rocas se ven sometidas a un **proceso de humedecimiento y desecación** muy regular. Este puede ser la causa de una gran variedad de procesos químicos y en los climas fríos, favorece la desintegración de la roca en la zona de la anteplaya (foreshore) debido a la acción del proceso de hielo-deshielo.

El humedecimiento va reduciendo, en muchos casos, la cohesión del material hasta el punto en que este comienza a experimentar constantes deslizamientos hacia la base del acantilado, donde es disgregado por las olas y finalmente transportado hacia el lado marino de la zona de surf. En este caso y los demás, la capacidad del mar para transportar los productos de erosión, es un factor importante de la efectividad continua de los procesos marinos.

Movimiento del sedimento

Las olas y las corrientes son las responsables del transporte de grandes cantidades de sedimento, parte del cual se encuentra como carga en suspensión y parte como una capa móvil del fondo. El deslizamiento, la rodadura y ocasionalmente, la saltación de partículas y de arena, unas contra otras, constituyen los procesos fundamentales por los que se produce el transporte a lo largo de una costa abierta y de las grandes áreas de las plataformas continentales.

En condiciones de tormenta, muchas playas experimentan procesos de acreción o excavación muy importantes. Los efectos al movimiento del sedimento se pueden observar también en los cambios a corto plazo que se observan en los perfiles de playa, los extremos distales de las flechas y la morfología de fondo de los estuarios.

Los **perfiles de playa** (figura 9) constituyen uno de los rasgos litorales más variables. Presentan tipos o

modelos sistemáticos de erosión y de acreción, relacionados con factores tales como los ciclos mareales o las secuencias atmosféricas. Un perfil de anteplaya que forma un ángulo recto con la línea de agua, se puede estudiar de modo apropiado durante la marea baja.

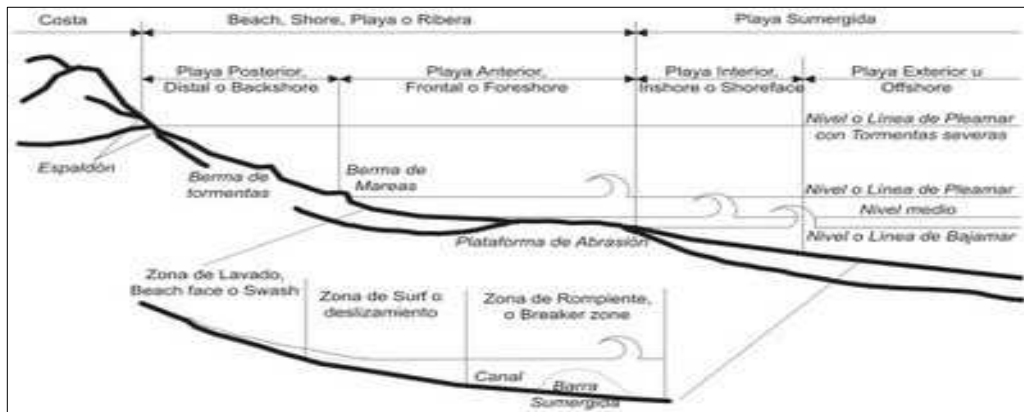


Figura 9: Perfil de playa.

Fuente: www.playas-libres.blogspot.com

Los **canales de flujo y reflujo** conforman rasgos morfológicos de gran importancia en muchas cartas hidrográficas de las proximidades de la costa. Los componentes de flujo y reflujo se interdentan con la arena móvil entre los canales, formando bancos alargados. Los canales y los bancos varían su posición con el tiempo y con frecuencia, se pueden distinguir modelos cíclicos con la configuración original del fondo.

Geformas litorales

Entre las formas de relieve litoral se distinguen geformas de erosión y de acumulación o deposición. Entre las primeras, se incluyen los acantilados y plataformas de abrasión. Entre las segundas, las playas, espigas o flechas, barras, barreras e islas, planicies o llanuras mareales, deltas, etc.

Geformas litorales debidas la deposición marina

Las **playas** se pueden considerar como acumulaciones de sedimentos marinos unidos a la costa en toda su longitud (figura 10). La composición de los materiales varía desde cantos muy gruesos hasta arena fina, si bien normalmente se hace una distinción muy útil entre gravas y arenas, ya que los tamaños intermedios son relativamente raros. Varios factores ayudan a explicar el sistema de distribución.

En primer lugar, es necesario identificar las cuatro principales fuentes de aporte de los materiales de playa: a) la pared del acantilado y la plataforma costera adyacente, sometidas a intensa erosión de las olas; b) el sedimento transportado a la costa por los agentes que producen denudación continental; c) el sedimento desplazado lateralmente a lo largo de la costa por corrientes en el mismo sentido y d) el sedimento suelto de la zona frente a la costa que deposita en la playa como consecuencia de la acción de las olas. Estas fuentes de materiales aportan mucho más en latitudes bajas que en las altas.



Figura 10. Playas de la ensenada de Mogotes

Fuente: www.carolinatour.blogspot.com

La procedencia de los depósitos de gravas se puede deducir estudiando la litología de los cantos. La mayoría son, por lo general, de procedencia local. Prácticamente todas las partes de una línea de costa normal, presentan fuentes potenciales de material de playa en una dirección o en otra. El factor individual más importante que explica la ausencia de playas, lo constituye las corrientes a lo largo de la costa. El efecto de esta transferencia de material de una parte de la costa a otras, es que aparente en una costa de "cabos y bahías", en la que las salientes rocosas se mantienen libres de sedimentos, mientras que las entrantes presentan potentes playas en las bahías.

Davies ha distinguido las costas de libre transporte de las que obstaculizan el mismo. En las primeras, el material puede ser transportado a grandes distancias por medio del movimiento lateral de una única fuente; de este modo la playa es casi continua. En las costas que obstaculizan el transporte, existe muy poco, a veces ningún intercambio de sedimentos entre las distintas entrantes adyacentes; cada playa de bahía constituye una unidad aislada alimentada por una fuente puramente local.

Vistas en planta (figura 10), las playas aparecen por lo general como curvas suaves con el lado cóncavo hacia el mar. El perfil está controlado fundamentalmente por la acción de las olas. Las playas tienden a adoptar una alineación paralela a la cresta de las olas dominantes.

Los perfiles de playa varían de acuerdo con los materiales que las componen. Pueden distinguirse tres tipos comunes de playas: a) de arena; b) de grava y c) compuestas o mixtas. Las playas de gravas presentan por lo común una pendiente o inclinación mayor que las de arena; mientras que los perfiles compuestos presentan una fuerte ruptura de pendiente que, con frecuencia, divide el cordón de gravas del abanico de arenas.

La forma de la playa viene definida por la acción de las olas y por el intervalo mareal. La altura máxima de una playa está determinada por el límite superior de la zona de barrido de la ola después de la rompiente. Durante las fuertes tormentas, las gravas suelen formar cordones importantes, no así las arenas. Las olas de tormenta suelen ser destructivas en playas de arena y las partes más altas del perfil se suelen formar durante los períodos de oleaje moderado. La forma generada de este modo se denomina **berma** (figura 11). Esta presenta una superficie superior lisa, separada por una fuerte ruptura de pendiente de la superficie lavada regularmente por las olas.

Las playas de arena pueden presentar muchas desviaciones a partir de una suave pendiente hacia el mar, pero probablemente la más característica es la que se conoce como cordones y surcos (figura 11). Esta tiene lugar en playa. Ligeramente aplataformadas protegidas de las potentes olas de tormentas. Los cordones presentan por lo general una altura de 1 m. aproximadamente, por encima de los surcos adyacentes. Tienden a ir paralelos a la costa, aunque se conocen ejemplos en los que van oblicuamente a través de la playa frontal

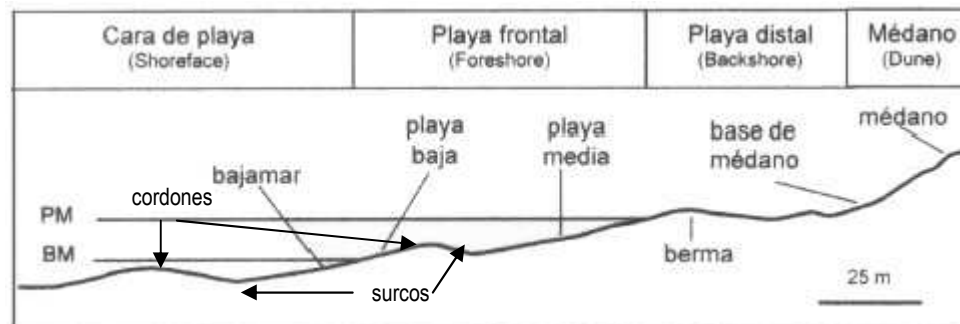


Figura 11. Perfil de playa

Fuente: modificado de www.scielo.org.ar

Las **flechas o espigas** son formas de deposición lineal unidos en un extremo a la costa y situadas por lo general, en los puntos donde tiene lugar un cambio brusco en la alineación costera. El material es suministrado por las corrientes litorales y la acción de las olas lo va modelando hasta alcanzar su forma característica. Las condiciones generales para su formación son un abundante aporte sedimentario y aguas relativamente poco profundas en las que puede desarrollarse la flecha.

La orientación general de una flecha viene determinada normalmente por la dirección de aproximación de las olas de tormenta más grandes. Con un aporte suficiente de gravas, estas tienden a desarrollar altos cordones paralelos a la cresta de las rompientes que avanzan. Las flechas desarrollan con frecuencia en su extremo distal ganchos o curvaturas. Los ganchos de formas suaves y redondeadas se deben a la refracción de las olas al avanzar el extremo de la flecha hacia aguas más profundas.

Los ganchos angulares se presentan cuando el material que ha sido barrido de los alrededores del extremo de la flecha, es modelado en forma de cordones por olas que se acercan desde una segunda dirección. El sistema de gancho es de gran valor para descifrar las sucesivas etapas de crecimiento de una flecha.

Las **barras, barrera e islas barrera** constituyen acumulaciones de sedimentos marinos en las zonas frente a la costa que limitan un lago o canal hacia tierra firme (figura 12). Las barras son subacuáticas, es decir, no están emergidas. Pueden adoptar muchas formas, si bien, las más comunes son las barras estrechas y largas dispuestas paralelas a la costa. Las islas barrera son generalmente más costeras y con un leve

arqueamiento, con el lado convexo hacia e mar. Las barreras son características de costas de plataformas muy suaves y de bajo intervalo mareal. Se sabe que las olas pueden construir una pequeña barra submarina cerca de su línea de rompiente. Lo que necesita para ello es un abundante aporte sedimentario y olas de fuerte rompiente en voluta.

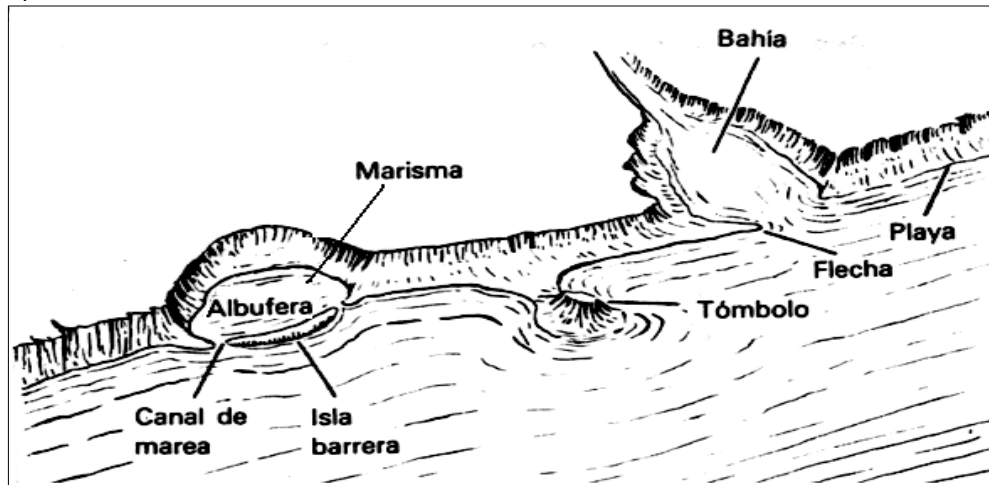


Figura 12: **Geformas litorales de acumulación**
Fuente: modificado de Martínez Buendía, 2008

Las **llanuras o planicies mareales** aparecen en algunas localidades protegidas de la acción de las olas, la acreción toma la forma de llanuras o planicies de lodo, más o menos inundadas durante el ciclo mareal. Estas llanuras reciben el nombre de marismas. Son frecuentes en estuarios y la cara protegida de las flechas y barreras. Un factor muy importante y de gran influencia en su desarrollo es el crecimiento de vegetación adaptada a las inundaciones periódicas por agua salada. Las comunidades de plantas pioneras varían según el clima local, pero las dos más frecuentes son las que se encuentran asociadas con pantanos salinos en regiones templadas y marismas de manglar en regiones tropicales.

La sucesión de plantas varía considerablemente de una localidad a otra, dependiendo de factores tales como la exposición, el clima, el intervalo mareal y la naturaleza del sustrato. Uno de los rasgos morfológicos más interesantes de las llanuras mareales lo constituye el sistema de canales de marea meandriformes en el que se concentre el caudal durante el reflujó mareal. Estos se mantienen debido a la erosión, mientras que las áreas adyacentes se elevan como consecuencia de la acreción.

Geformas litorales debidas a la erosión

Si bien los **acantilados** costeros se encuentran entre las formas más espectaculares del modelado, su origen y desarrollo no ha sido objeto de una detallada investigación. En todos los acantilados activos actúan simultáneamente dos tipos de procesos. En su base, el mar realiza la doble función de **erosión y transporte**. Más arriba, en la pared del acantilado, una gran diversidad de procesos subaéreos, producen la **caída de materiales** y suministran detritus a las olas, haciendo retroceder el acantilado (figura 13). La naturaleza y el balance de estas actividades, determinan conjuntamente, la forma del acantilado. *El principal rasgo distintivo es el constante retroceso de su base.*



Figura 13. **Retroceso del acantilado.**
Fuente: www.kalipedia.com

En los materiales poco coherentes, el movimiento puede producirse por medio de la solifluxión, el abarrancamiento o el deslizamiento. Los abanicos detríticos formados en las playas durante períodos de fuertes lluvias, son borrados cuando las olas de las proximidades barren la base del acantilado. En los acantilados de arcillas, las olas excavan progresivamente el cantil hasta que el material basal no puede

sostener el peso de la roca suprayacente.

En los materiales menos deformados, el principal mecanismo de retroceso de un acantilado lo constituye la caída de rocas. Este proceso viene asociado con el concepto tradicional de acantilados marinos como paredes rocosas, que a veces llegan a la vertical y otras quedan colgadas debido a la acción de socavación de las olas. Los factores dominantes que condicionan la forma de los mismos son la estructura y la litología. Aunque la causa básica de la caída de rocas en los acantilados marinos es la inestabilidad provocada por la acción de las olas, la causa real constituye en muchos casos, un periodo de lluvias excepcionalmente fuerte o de intenso actividad de hielo-deshielo.

La estructura y la litología afectan no sólo a los perfiles de los acantilados, sino también a su desarrollo en planta. Cuando la dirección de las capas es perpendicular a la de la costa, la erosión rápida de los materiales más débiles da como resultado una serie de bahías entre los promontorios de material más resistente. Cuando la dirección de las capas es paralela a la costa, la alternancia de materiales débiles y resistentes puede producir un perfil muy irregular.

Muchos de los factores tratados con respecto a los acantilados, son también válidos al considerar el desarrollo de las **plataformas de abrasión o erosión** (figura 14). Parece claro que algunas de estas plataformas que actualmente se encuentran barridas por el mar, son rasgos exhumados y que el ciclo actual de acción de las olas ha hecho poco más que dismantelar una cubierta superficial de till o de un promontorio.

El punto de vista clásico sobre las plataformas costeras sostiene que estas son casi exclusivamente producto de la abrasión marina, en primer lugar, por el material que es transportado hacia atrás y hacia



adelante en la zona de barrido de la ola (swash zone) y luego por los detritos que son transportados hacia el mar en la zona frente a la costa. Una recesión continua del acantilado requiere que el banco de abrasión o erosión disminuya progresivamente, de forma que la energía de la ola no se disipe por completo en un área poco profunda.

En la zona intermareal se encuentran con frecuencia datos de campo de que ha habido abrasión por la presencia de marmitas, superficies muy suavizadas y cantos muy redondeados.

Figura 14. **Plataformas de abrasión**
Fuente: www.laprofedemusica.com

En los océanos Pacífico e Índico, aparecen plataformas costeras cuyo origen es difícil de precisar, pero que se suelen dividir en plataformas de marea alta y plataformas de marea baja. Las plataformas de marea alta se encuentran dentro de o justo por encima del nivel medio de marea alta. Durante las mareas vivas pueden verse inundadas por el mar, pero durante el resto del ciclo mareal permanecen secas a menos que se produzcan grandes olas de tormenta. Las plataformas de marea baja son superficies casi horizontales que quedan expuestas solamente cuando el mar desciende por debajo del nivel medio de la marea. Son características de costas calcáreas y se atribuyen normalmente a procesos de disolución. Parece claro que las plataformas costeras pueden originarse de muchas formas diferentes y en una gran variedad de niveles.

Geomorfología submarina

Hoy se sabe que los fondos de océanos y mares presentan unos rasgos generales comunes a todos ellos. La superficie del fondo oceánico tiene un relieve muy accidentado y muestra una serie de zonas bien definidas: las dorsales meso-oceánicas, las llanuras abisales y los bordes de unión con los continentes, que pueden ser, a su vez, de distinta naturaleza.

Las **dorsales meso-oceánicas** (figura 15) son cordilleras submarinas que recorren casi todo el globo, con trazado muy quebrado. En algunos puntos, las dorsales emergen, dando lugar a islas como las Azores, Cabo Verde o Islandia. En ocasiones se continúan en los continentes como zonas de intensa actividad sísmica y volcánica. Estas cordilleras oceánicas están formadas por rocas volcánicas que, por haber sido emitidas bajo el agua, tienen el aspecto de almohadillas (pillow lavas). Las erupciones tienen lugar a lo largo de un surco profundo que recorre el centro de la cordillera, denominado **rift**. Parece demostrable que no hay parte del fondo oceánico profundo que tenga más de 200 millones de años. Por lo tanto, estos dos tercios de la superficie terrestre se formaron en menos del 5% del tiempo geológico.

Estas cadenas montañosas volcánicas tienen miles de km de ancho, decenas de miles de km de largo y

2-3 km de altura por encima de las planicies abisales linderas. Si se desagotaran las aguas del océano, este sistema dorsal que circunda el globo, se destacaría como el rasgo topográfico más espectacular de la superficie de la tierra. Otro elemento estructural y topográfico predominante del fondo oceánico es la zona de fracturas transformantes o de cizalla, perpendiculares a las dorsales o cadenas montañosas submarinas.

La primera cresta dorsal estudiada fue la del Atlántico Norte, donde la localización topográfica está marcada no sólo por los *epicentros sísmicos* y *el intenso flujo de calor*, sino también por una falta general de sedimentos, un valle central o rift y una alteración notable del magnetismo terrestre. Esa alteración o anomalía del campo magnético se traduce en un aumento que alcanza a 2 % de su intensidad total y que ocurre a lo largo de una extensión de 10 a 20 km, que generalmente coincide con el valle central. Una segunda característica distintiva de la corteza oceánica, se confirmó con el dragado de las rocas del fondo oceánico. Todas estas rocas son basálticas o simples derivados del basalto, comparables a las expedidas en Islandia o Hawaii.

En 1960, Harry Hess sugirió que la corteza se recreaba constantemente, a expensas del manto (borde constructivo o área de expansión de los fondos oceánicos), en las crestas de las dorsales y que el manto las reabsorbía en los sistemas de fosas submarinas (borde destructivo o de subducción). Esta expansión lateral de los fondos oceánicos bastaba para explicar su origen reciente. Para la mayor parte de los investigadores, las ideas de Hess eran demasiado asombrosas o imaginativas. En 1963, F. Vine y D. Matthews retomaron sus ideas para explicar las anomalías magnéticas. Se fundaban en tres condiciones: a) la corteza oceánica nueva se forma entre las crestas centrales de las dorsales y se va alejando de ella; b) el campo magnético terrestre invierte intermitentemente su polaridad durante la expansión y c) el magnetismo permanente o fósil retenido por los basaltos oceánicos es mensurable.

En los lados, las dorsales submarinas descienden suavemente hacia extensas zonas profundas, que se continúan hasta el mismo borde continental. Estas extensas áreas, que constituyen la mayor parte del fondo oceánico, reciben el nombre de **llanuras abisales** (figura 15). Tienen una profundidad media de 4000 m y están formadas por rocas volcánicas basálticas y sedimentos muy finos.

Sobre estas llanuras se destacan esporádicamente enormes volcanes, que pueden alcanzar la superficie formando islas como las de Hawaii. Cuando estos volcanes se alejan del punto caliente de volcanismo o "hot spot" y se hallan en subsidencia, luego de estar en superficie, la erosión por el oleaje, aplana su cima, dando lugar a montañas de cumbres submarinas planas, denominadas **guyots** (figura 15).

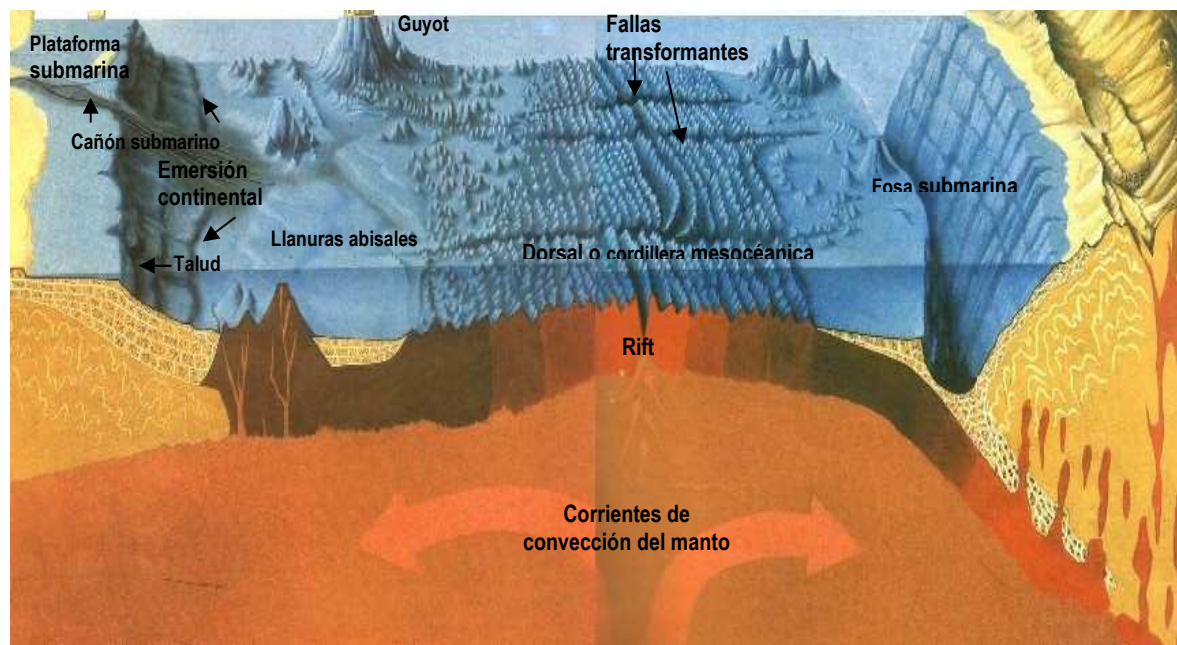


Figura 15. **Relieve submarino**
Fuente: Lacaste y Ghirardi, 1985

Las llanuras abisales finalizan contra las tierras emergidas de dos maneras distintas:

- En forma de **fosas oceánicas o submarinas** (figura 15), algunas muy profundas como las de las Marianas (11.033 m), en las Islas Filipinas. Presentan un gran escarpe hacia el continente, se asocian a áreas de subducción y sobre ellas o en sus proximidades, se localizan cinturones de volcanes superficiales que forman islas como las Buriles, Japón, Indonesia, del Caribe y otras.
- Mediante una **emersión y talud continental** (figura 15), una acumulación sedimentaria donde

finalizan los continentes en contacto con las llanuras abisales y que se prolonga hacia las partes emergidas mediante una rampa de pendiente brusca (talud) que vincula las **plataformas submarinas o continentales** (figura 15), con los fondos marinos. Las plataformas constituyen un balcón de pendiente ínfima, de tal forma que su profundidad máxima no llega a los 500 m. En ellas se produce una intensa acumulación de sedimentos que, aportados al mar por los ríos, son redistribuidos por las corrientes submarinas. Parte de estos sedimentos se deslizan por el talud hacia las llanuras abisales y se deposita al pie, formando grandes acumulaciones, que constituyen la emersión continental. El deslizamiento se realiza en forma de corrientes de turbidez (aguas muy turbias), de material muy fino, en suspensión, que se precipita hacia los fondos, a lo largo de los **cañones submarinos**, verdaderos valles labrados en el talud continental. Las importantes acumulaciones sedimentarias que se producen en la plataforma continental y al pie del talud, a lo largo de millones de años, son las que con el tiempo, terminan convirtiéndose en cinturones plegados de montañas, cuando la corteza se rompe bajo el talud continental y comienza el proceso de subducción. -