

2. MARCO TEÓRICO

2.1. *Geomorfología costera*

La Geomorfología (*geo*: tierra; *morfo*: forma; *logos*: conocimiento) puede definirse como estudio de los rasgos superficiales del paisaje –geoformas– y de los procesos responsables de sus cambios. Las geoformas se estudian a partir de su constitución física y biológica, distribución espacial y tasas de cambio, por lo general muy altas en los ambientes costeros, donde interactúan procesos climáticos, oceanográficos, geológicos y antrópicos (Huggett, 2011). La geomorfología costera, por tanto, estudia la evolución de los ambientes costeros a partir de la caracterización físico-biológica de sus geoformas y de la identificación de los procesos activos que las moldean. Las interrelaciones entre geoformas y procesos son numerosas, complejas y a todas las escalas de tiempo (de segundos a miles de años), hechos que explican la gran diversidad de paisajes costeros en el planeta (*e.g.* Kelletat, 1995).

2.2. *El sistema costero: algunas definiciones espacio-temporales*

En una primera aproximación, las fronteras físicas de los sistemas costeros actuales señalan las zonas de influencia de las fluctuaciones climáticas cuaternarias, en cuanto a que ubicaron los procesos geológicos/geomorfológicos ligeramente más arriba del nivel medio del mar actual (durante los periodos interglaciares) y hasta cientos de metros por debajo durante las épocas glaciares (*e.g.* Lambeck y Chappell, 2001). Estas fluctuaciones de los niveles medios del mar han modelado los paisajes cuaternarios y han definido fisiográficamente dos zonas o espacios geográficos mayores, a saber: (**Figura 2.1**; USACE, 1995; Masselink y Hughes, 2003):

- 1) Las planicies costeras, ubicada sobre terrenos emergidos actualmente, en cuya conformación geológica y geomorfológica (y características bióticas) han sido controles principales las interacciones fluvio-marinas durante los ascensos y descensos repetidos del nivel del mar durante el Cuaternario. En costas tectónicamente activas (cinturón Circumpacífico, Mediterráneo, Caribe colombiano, etc.) las planicies costeras contienen comúnmente geoformas resultantes de movimientos relativos recientes entre la tierra y el mar (subsistencia/emergencia costera) como terrazas marinas, paleoacantilados, entre otros.

- 2) Las plataformas continentales, que constituyen geológicamente la continuación hacia los océanos de las planicies costeras actuales. Hoy en día sumergidas, las plataformas continentales se definen hasta las isobatas 80 – 120 m por debajo del nivel del mar actual. Más allá de estas profundidades, las pendientes de los fondos aumentan bruscamente y definen el talud continental, antesala de los fondos marinos profundos.

Para los propósitos de este trabajo, el borde más interno (hacia tierra) de la plataforma continental se denota como la Plataforma Continental Somera. Esta unidad puede tomarse como una zona de transición entre las Planicies costeras y las plataformas continentales, y está constituida por depósitos cuaternarios de ambientes transicionales como los estuarinos, de islas barreras y playas, barras, bajos y depósitos de fondos marinos hasta las profundidades actuales de los 10 – 20 m.

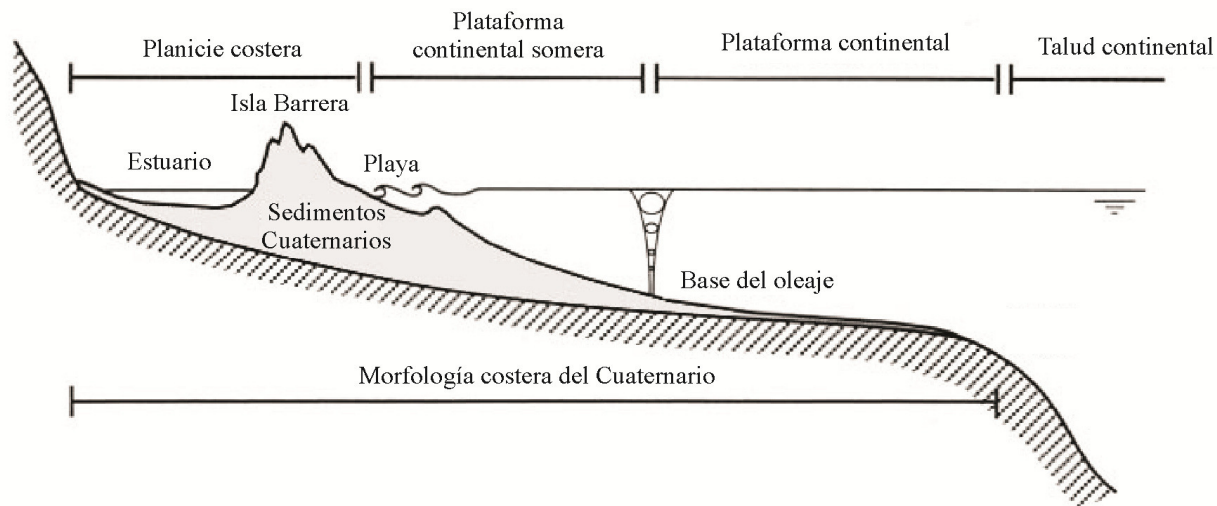


Figura 2.1. Delimitaciones espaciales del sistema costero (modificado de Masselink y Hughes, 2003).

Las interacciones entre los procesos climáticos, oceanográficos y geológicos son por lo general más significativas a lo largo de las franjas litorales, entendidas éstas como los espacios geográficos de las costas en las cuales interactúan más directa e intensamente los agentes/procesos geológicos y oceanográficos (**Figura 2.2**). El estudio e interpretación de la morfología y variaciones litorales se basa en la definición de diferentes conceptos como los ilustrados en la **Figura 2.3**, en la cual se muestran la nomenclatura de los rasgos geomorfológicos principales y su ubicación con respecto a los niveles de mareas altas y bajas para un litoral con rasgos depositacionales y playas limitadas hacia tierra por un escarpe acantilado, semejante a los encontrados en la zona de estudio.

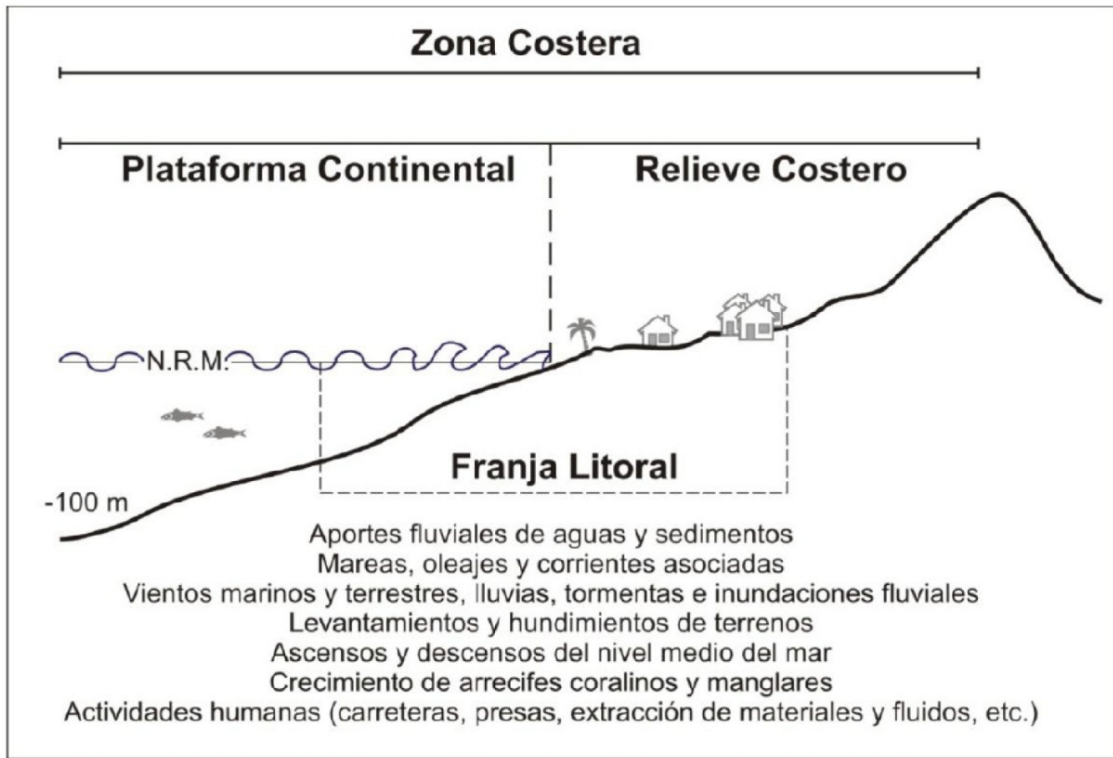


Figura 2.2. Esquema de los factores que intervienen en la evolución de las geoformas presentes en la franja litoral (modificado de Correa, 2006).

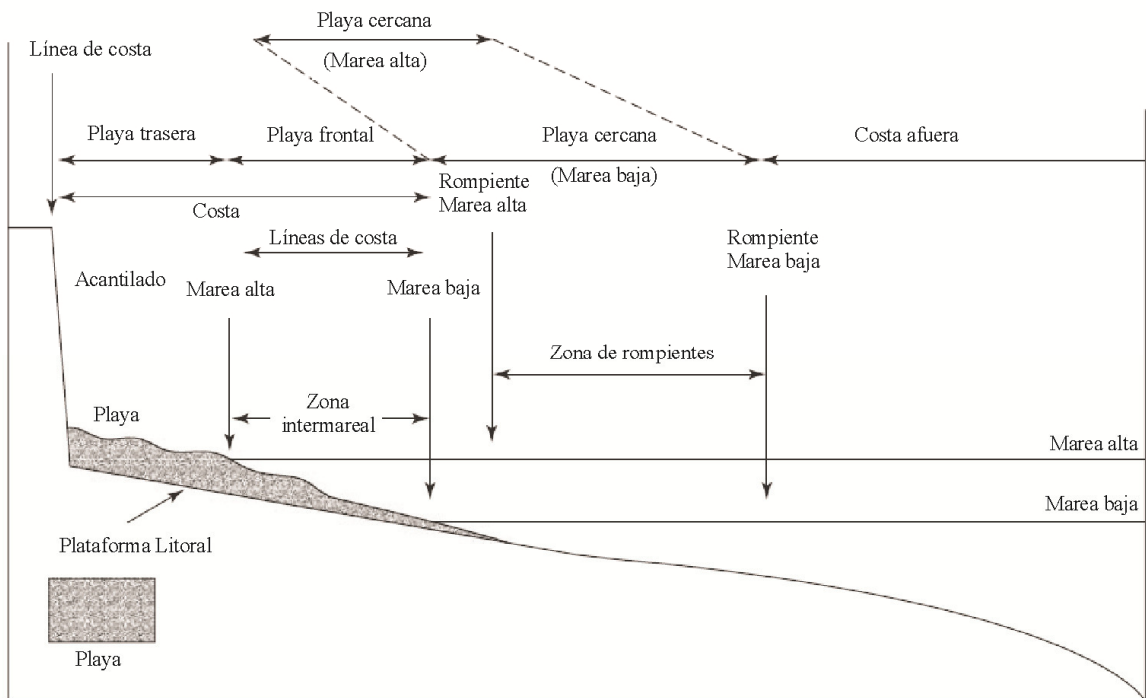


Figura 2.3. Nomenclatura de litorales depositacionales disipativos, que se basa en los procesos costeros cercanos a la línea de costa. Modificada de Bird, 2008.

2.2.1. Línea de costa (coastline y shoreline)

La línea de costa (*shoreline*) se define como la interfaz física entre la tierra y el mar presente en la franja litoral. Al depender de procesos como el transporte de sedimentos, el oleaje, las mareas y las aguas subterráneas, su posición cambia continuamente a escalas temporales muy diferentes. Es por esto que para el estudio del cambio en la línea de costa se requiere de indicadores que representen su posición “verdadera”, los cuales pueden dividirse en dos categorías: (1) aspecto del terreno visualmente discernible; y (2) *datum* mareal, definido como la intersección del perfil de la franja litoral con una elevación vertical dada por los registros mareales del lugar, no necesariamente visible (Boak y Turner, 2005; **Figura 2.4**). Para estudios de mediano plazo (décadas) se utiliza comúnmente la línea de vegetación estable, presente en la franja litoral de Antioquia en tres tipos: (1) línea de vegetación, (2) línea de vegetación de dunas, y (3) tope de acantilados (*e.g.* Correa y Vernet, 2004; **Tabla 2.1**).

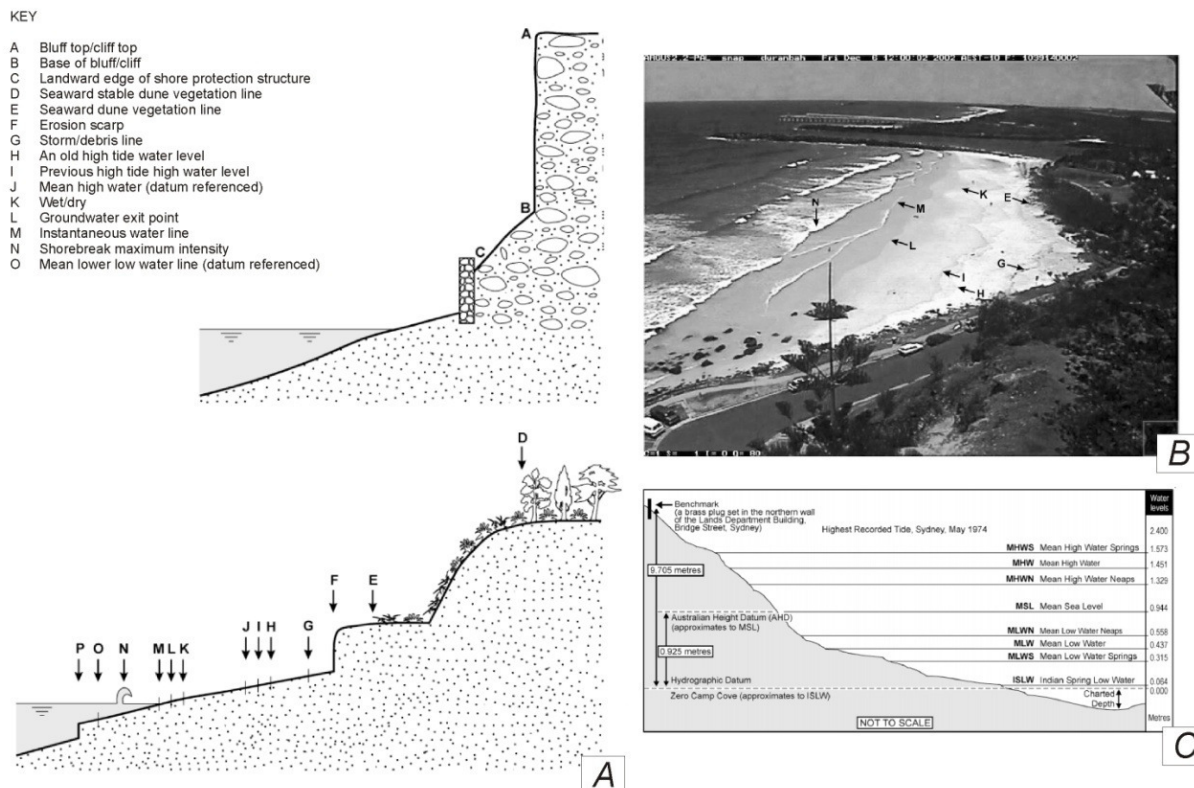


Figura 2.4. Consideraciones sobre la selección de la línea de costa. (A) Esquema de las relaciones espaciales entre algunos de los indicadores de línea de costa usados; (B) Un ejemplo de los indicadores de línea de costa visualmente discernibles, Playa Durambah, Nueva Gales del Sur, Australia; (C) *Datums* mareales utilizados a lo largo de la línea de costa de Nueva Gales del Sur, Australia (tomado de Boak y Turner, 2005).

Tabla 2.1. Líneas de costa utilizadas en este estudio para migración en décadas (modificado de Boak y Turner, 2005).

Línea de costa	Características
Límite de vegetación de dunas	Buen indicador de erosión, puede no mostrar acreción o hacerlo con un rezago temporal significativo. Técnica de detección manual.
Línea de vegetación	Límite basado en diferencias tonales de las imágenes (contraste) entre áreas vegetadas y no vegetadas en depósitos de playa
Tope de acantilados	Buen indicador de erosión, no muestra acreción. Específico de los lugares que presentan acantilados.

2.2.2. Acantilados marinos: consideraciones morfológicas y procesos erosivos

Los acantilados (en inglés *cliffs*; *bluffs* sin son inclinados) se definen como paredes o escarpes de pendientes mayores a 40° formados en los relieves litorales. Dependiendo de la geología local, los escarpes pueden estar cortados en rocas consolidadas o en depósitos de sedimentos semi o poco consolidados. En términos generales, el perfil topográfico de los acantilados está controlado por dos factores principales: (1) las características de la roca, homogeneidad, estructura y topografía antes de la formación del escarpe, y (2) la intensidad de los agentes/procesos erosivos marinos y subaéreos, cuya relación configura su perfil topográfico (*e.g.* Emery y Kuhn, 1982; Masselink y Hughes, 2003; Bird, 2008).

En el contexto anterior, el retroceso del perfil de un acantilado puede atravesar varias etapas en función de los agentes erosivos. En primer lugar, la acción hidráulica del oleaje (fuerzas de compresión, tracción, cavitación, desgaste, y abrasión), la actividad biológica y la disolución de la roca pueden erosionar la base del acantilado, lo que implica la desestabilización de la parte superior del perfil y la consecuente formación de movimientos de masa (caídas de rocas y deslizamientos). Por su parte, la erosión subaérea afecta la roca a partir de la formación de cárcavas en el tope debido a la escorrentía de las aguas de lluvia y residuales. A la larga, estos procesos generan un aumento importante en el peso del material superior, así como sobrepresiones y expansiones debido a la saturación de la roca, lo que al final también se expresa en movimientos de masa del perfil (*e.g.* Sunamura, 1977; Emery y Kuhn, 1982).

No obstante, la eficacia de ambos agentes (marino y subaéreo) está supeditada a las condiciones de la roca expuesta. Como primera medida, la homogeneidad en el tipo de roca del

perfil significa a su vez una resistencia uniforme ante los agentes erosivos. Por otra parte, las direcciones de los planos de debilidad estructural (estratificaciones, juntas, diaclasas) con respecto a la cara activa del acantilado pueden ser factores de mayor o menor resistencia. Asimismo, la topografía presente antes de la formación del acantilado, que controla tanto el perfil inicial como su evolución a largo plazo, puede incluir cualquier tipo de geformas presentes antes del ascenso del nivel del mar que inició la formación del actual perfil (*e.g.* Emery y Kuhn, 1982; Sunamura, 1992; **Figura 2.5**).

En síntesis, los acantilados marinos pueden clasificarse según sus agentes activos en: (1) activos (*active*) si la roca está expuesta a retroceso por la influencia de ambos agentes; (2) inactivos (*inactive*) si la base se encuentra protegida de los procesos marinos por depósitos producto de la erosión; o (3) pasados (*former*) cuando han sido aislados de la influencia marina, y la erosión subaérea redondea la cima del acantilado (Emery y Kuhn, 1982; **Figura 2.6**).

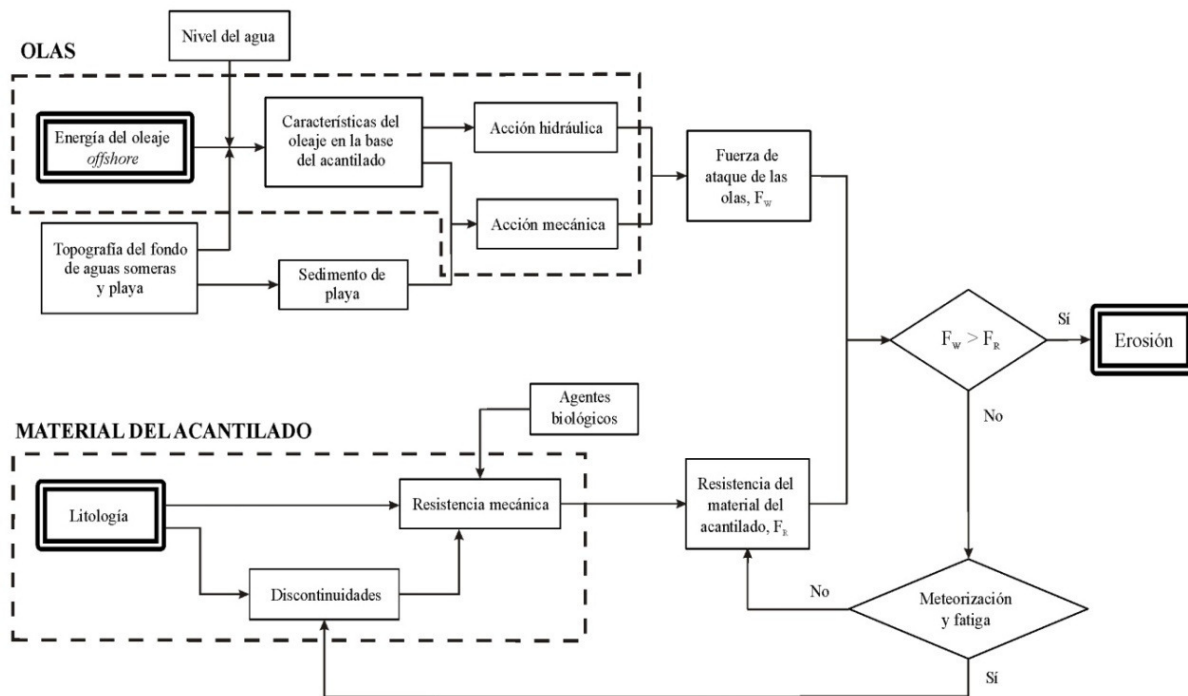


Figura 2.5. Factores involucrados en la erosión basal de los acantilados litorales. En este caso, la relación entre la fuerza del oleaje y la resistencia de la roca expuesta define si existe o no erosión basal (modificado de Sunamura, 1992)

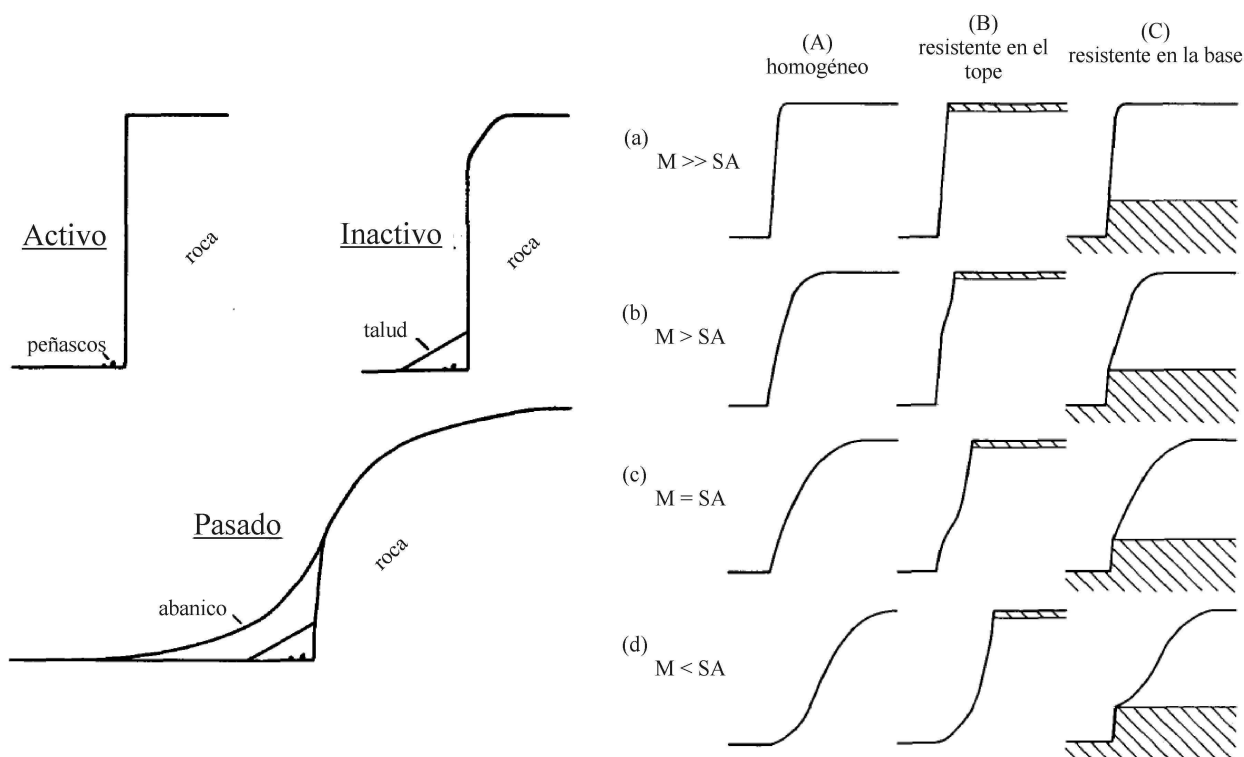


Figura 2.6. Estados ideales en la historia geológica de un acantilado: Activo, *active*; inactivo, *inactive*; y pasado, *former* o *bluff*. (Derecha) matriz de los perfiles de acantilados marinos esperados a partir de afloramientos de tres grados límites de homogeneidad con respecto de la susceptibilidad a la erosión relativa en la base y la cima, y cuatro grados principales de efectividad relativa de los procesos marinos (M) contra la erosión subaérea (SA). Se asume que los acantilados son labrados en plataformas planas y se encuentran cerca del estado de equilibrio. Las líneas diagonales muestran estratos resistentes (modificado de Emery y Kuhn, 1982).

2.3. Ascenso del nivel del mar y migración de la línea de costa

2.3.1. Causas del cambio en el nivel del mar

Por definición, el nivel medio del mar (NMM, *mean sea level* en inglés) es una superficie equipotencial del campo gravitatorio terrestre. Esto significa que está afectado por la magnitud de la fuerza de atracción que ejerce la Tierra sobre la masa de agua del océano, y que a su vez varía dependiendo de fenómenos desde el exterior, la superficie o el interior del planeta. Por ejemplo, el aumento de la masa de agua en el océano por el derretimiento del hielo polar causa una redistribución que incrementa el radio y el momento de inercia del planeta, lo cual disminuye su velocidad de rotación y varía la deriva polar. Esto se manifiesta en el descenso del nivel del mar en el ecuador por la disminución en el abultamiento relacionado con la velocidad de rotación, pero en el aumento eustático del nivel (promediado para todo el planeta) porque hay más cantidad de agua líquida (e.g. Pirazzoli, 1996).

Si no se consideran los cambios del campo gravitatorio, el NMM se convierte en el nivel relativo del mar (NRM). En este caso, el NMM sólo dependería de las variaciones en la cantidad de agua del océano, la deformación de las cuencas marinas (por efectos neotectónicos e isostáticos, así como compactación de sedimentos), los cambios en la densidad del agua y las variaciones en las mareas. Estos procesos producen, en última instancia, el movimiento relativo entre las superficies del mar y de la tierra expresado en el cambio del NRM (Pirazzoli, 1996).

2.3.2. Predicciones del cambio en el NMM debido a CCG

Vinculando el aumento de la temperatura media del planeta con el ascenso del NMM y las predicciones de temperaturas a partir de escenarios de emisiones de gases invernadero para finales del siglo, el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (*Intergovernmental Panel on Climate Change*, IPCC) propone aumentos significativos del NMM (Meehl *et al.*, 2007). Es preciso tener muy en cuenta que las magnitudes de aumento predichas por el IPCC consideran el efecto estérico en el océano (aumento de temperatura) y el cambio en los casquetes polares. Sin embargo, otros autores han propuesto valores mayores de aumento en el NMM con base en modelado climático, teniendo en cuenta escenarios extremos (*e.g.* Pfeffer *et al.*, 2008; Jevrejeva *et al.*, 2010).

No obstante, el ascenso del NMM tiene efecto en la evolución del paisaje litoral sólo si existe ascenso relativo del nivel del mar asociado a éste. Por consiguiente, para estudios cuantitativos se requiere que los valores predichos de ascenso eustático del NMM sean convertidos a magnitudes locales considerando además otros agentes involucrados, *v.gr.* efectos neotectónicos, isostasia y compactación de sedimentos, según sea el caso (*e.g.* Pethick, 1984; Pirazzoli, 1996).

2.3.3. Migración de la línea de costa vinculada con ascenso del nivel del mar

La selección de la escala temporal para estudiar la migración de la línea de costa es un aspecto fundamental, en tanto que la importancia relativa de los agentes que operan varía de acuerdo con ésta. Para escalas temporales pequeñas (de segundos hasta años), la evolución de la línea de costa está relacionada con el transporte de sedimentos por corrientes, oleaje y mareas. A escalas temporales mayores (décadas a centurias), sin embargo, la evolución litoral depende de la morfología inicial tierra adentro (relieve, fisiografía, características físicas y mecánicas de los materiales) más que de la morfodinámica presente (*e.g.* Wolinsky y Murray, 2009).

Para la predicción decadal de las posiciones de la línea de costa considerando escenarios de ascenso del NMM se utilizan modelos geométricos basados en el concepto de equilibrio dinámico entre el perfil de la franja litoral y los procesos costeros (e.g. Walkden y Dickson, 2008). Estos modelos pueden considerarse como generalizaciones de la ecuación general de Exner deducida para la línea de costa, la cual surge a partir de balances de masa en un perfil de franja litoral ideal (**Figura 2.7**, **Ecuación 2.1**). En este contexto, y debido a la consideración de perfil de equilibrio, el retroceso de la línea de costa vinculado con el ascenso del NMM es simplemente la migración de este perfil constante (parámetros L y H), lo que implica que la ecuación de Exner se convierta en la **Ecuación 2.2**, y en última instancia la migración a largo plazo esté supeditada al balance entre el ascenso del NMM, R , y la sedimentación o flujo de sedimentos, Δq (Wolinsky, 2009).

$$H_s \frac{ds}{dt} = c_0^{-1} (\Delta q_x + \Delta q_y) - LR - \frac{d(\bar{H}L)}{dt} + L \frac{dH_s}{dt} \quad 2.1$$

$$H_s \frac{ds}{dt} = c_0^{-1} \Delta q - LR' \quad 2.2$$

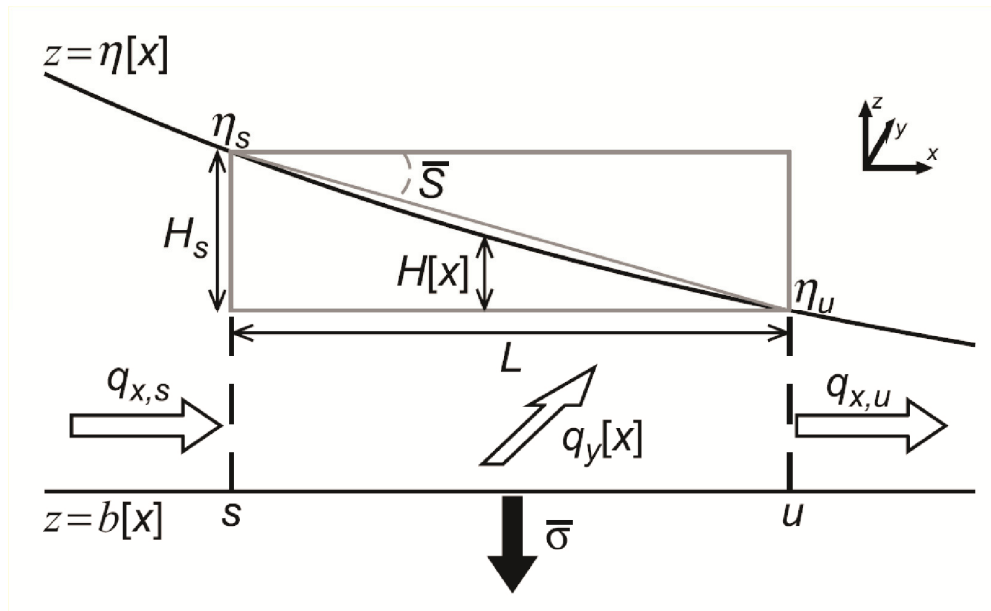


Figura 2.7. Esquema para la deducción de la ecuación de línea de costa de Exner. Esta ecuación expresa la conservación de la masa en un perfil de la *shoreface*. La longitud (L) es la distancia perpendicular a la línea de costa entre ésta (s) y el talón de la *shoreface* (u). El relieve (H_s) es la distancia vertical entre la elevación de la línea de costa ($\eta=z_{sea}$) y la elevación del talón (η_u), en tanto que el relieve local ($H=\eta - \eta_u$) mide la elevación de la superficie relativa a la elevación del talón. Los cambios en la posición de la línea de costa y la morfología de la *shoreface* son causados por subsidencia (σ) a una tasa constante, por el desbalance en el flujo de sedimentos tanto perpendiculares (q_x) como paralelos a la línea de costa (q_y). Tomada de Wolinsky, 2009.

2.3.1. *Modelo basado en procesos SCAPE (Walkden y Dickson, 2008)*

Con el fin de simular el retroceso de línea de costa en sectores de acantilados formados en rocas blandas (baja competencia geotécnica) surgió el modelo basado en procesos llamado *Soft Cliff and Platform Erosion* (SCAPE), el cual simula la sensibilidad de la respuesta del perfil litoral en escalas de tiempo entre décadas y centurias. Este modelo representa las retroalimentaciones existentes entre la plataforma litoral, la cara activa del acantilado, los depósitos de playa y las fuerzas hidrodinámicas activas en un perfil particular. Sus datos de entrada incluyen series de tiempo de la altura de oleaje, periodo y dirección, amplitud mareal y tasa de ascenso del nivel del mar.

Los procesos internos del modelo re-calculan el perfil de la roca, las dimensiones de la playa (ancho y profundidad) y el clima de oleaje a partir de la computación de los datos de entrada. Este procedimiento se realiza para cada oscilación mareal al calcular el potencial erosivo del oleaje (f_1 en la **Ecuación 2.3**). Como resultado final, el modelo itera hacia un perfil que está en equilibrio dinámico con las condiciones de entrada de oleaje, mareas y tasa de ascenso del nivel del mar.

$$\frac{dy}{dt} = H^{13/4} T^{3/2} K^{-1} f_1 [f_3(t) - z] \tan(f_2(z)) \quad 2.3$$

A largo plazo, en el modelo SCAPE el retroceso del perfil está gobernado por la interacción del acantilado y la plataforma litoral, lo cual se evidencia en entre 100 y 700 ciclos mareales cuando esta última puede apreciarse en el perfil calculado. Este fenómeno está acompañado de la migración tierra adentro y consecuente ascenso de la intersección entre el pie del acantilado y la plataforma. A periodos mayores, finalmente, el perfil se torna más suave y estable, y puede evidenciarse con certeza el ascenso del NMM en la morfología de la plataforma.

La aplicación del modelo SCAPE es adecuada siempre y cuando se conozcan las velocidades históricas de retroceso de los acantilados, valores necesarios para calibrar el valor de K que representa la resistencia de la roca (*cf.* **Ecuación 2.3**). No obstante la cantidad de parámetros considerados por el modelo, la normalización de sus resultados para retrocesos de equilibrio históricos (ϵ_1) y velocidades de ascenso del NMM históricas (S_1) da como resultado la **Ecuación 2.4**, usada en la predicción de tasas de retroceso de equilibrio en condiciones de aceleración en el ascenso del NMM. Según ésta, el retroceso de equilibrio futuro está explicado

en un 96% por el producto entre la velocidad de retroceso histórico y la raíz cuadrada de la relación entre la tasa de ascenso del NMM futura e histórica (*e.g.* Ashton *et al.*, 2011).

$$\varepsilon_2 = \varepsilon_1 \sqrt{\frac{S_2}{S_1}}$$

2.4

2.4. Resumen Marco Teórico

El estudio de la respuesta morfológica de la franja litoral de Antioquia ante el ARNM se basa en conceptos de geomorfología costera aplicada. En resumen, estos incluyen definiciones acerca de geoformas y procesos presentes en la zona costera agrupados según: (a) definiciones espaciales, haciendo énfasis en los procesos presentes en acantilados litorales y definiciones de línea de costa; (b) marcos espacio-temporales, diferenciando entre escalas de procesos a corto y largo plazo; y (c) procesos de migración de línea de costa ante ascenso del NMM, con énfasis en el vínculo entre retroceso de acantilados en rocas blandas y velocidades de ascenso del nivel del mar (*i.e.* modelo SCAPE y ecuación simple asociada).

