Capítulo 7: Caracterización morfodinámica de playa Palmeras

La caracterización morfodinámica del sistema se realizó en dos escalas temporales diferentes. El análisis estacional fue a partir de las mediciones de perfiles de playa, mientras que las tendencias inter-anuales se realizaron teniendo en cuenta la evolución de la forma en planta de la playa con el Flujo Medio de Energía (FME) del oleaje desde 1990 hasta el 2008.

7.1 Morfodinámica a escala estacional

El perfil típico de playa Palmeras (Figura 7-1), inicia en la zona de vegetación (que consiste principalmente en una plantación de palmeras) y tiene asociados terrenos consolidados (suelo). El cambio entre los terrenos consolidados y la playa (no consolidada) está demarcado por un escalón de altura variable espacial y temporalmente, según la dinámica de los sedimentos de tamaño medio (arenas). A continuación del escalón, se encuentra la zona seca de la playa, que se halla entre el límite del terreno consolidado y el nivel medio alto (NMA) del mar. Hacia el mar, continúa la zona húmeda de la playa, entre el NMA y el nivel medio bajo (NMB). La zona sumergida del perfil se encuentra entre el NMB y la profundidad de cierre de la playa, la cual está influenciada por las características (H, T) del oleaje incidente (profundidad a la que el oleaje toca fondo).

Las características hidrodinámicas (difracción del oleaje) y geomorfológicas (afloramiento rocoso del lecho en el centro de la playa (Figura 7-2)) del sistema permiten dividir a playa Palmeras en dos sectores. El sector noreste (NE) que incluye los perfiles 4y 5, se caracteriza por una forma de planta cóncava, presencia de cúspides de playa, mayores pendientes y elevaciones (Figura 7-1 y Figura 7-3), que permiten una amplia zona seca (entre 15 metros en el perfil 5 y 35 metros en el perfil 3) con variabilidad estacional,

disminuyendo en la época húmeda. Igualmente, durante la época húmeda el escalón aparece en los perfiles 4 y 5.

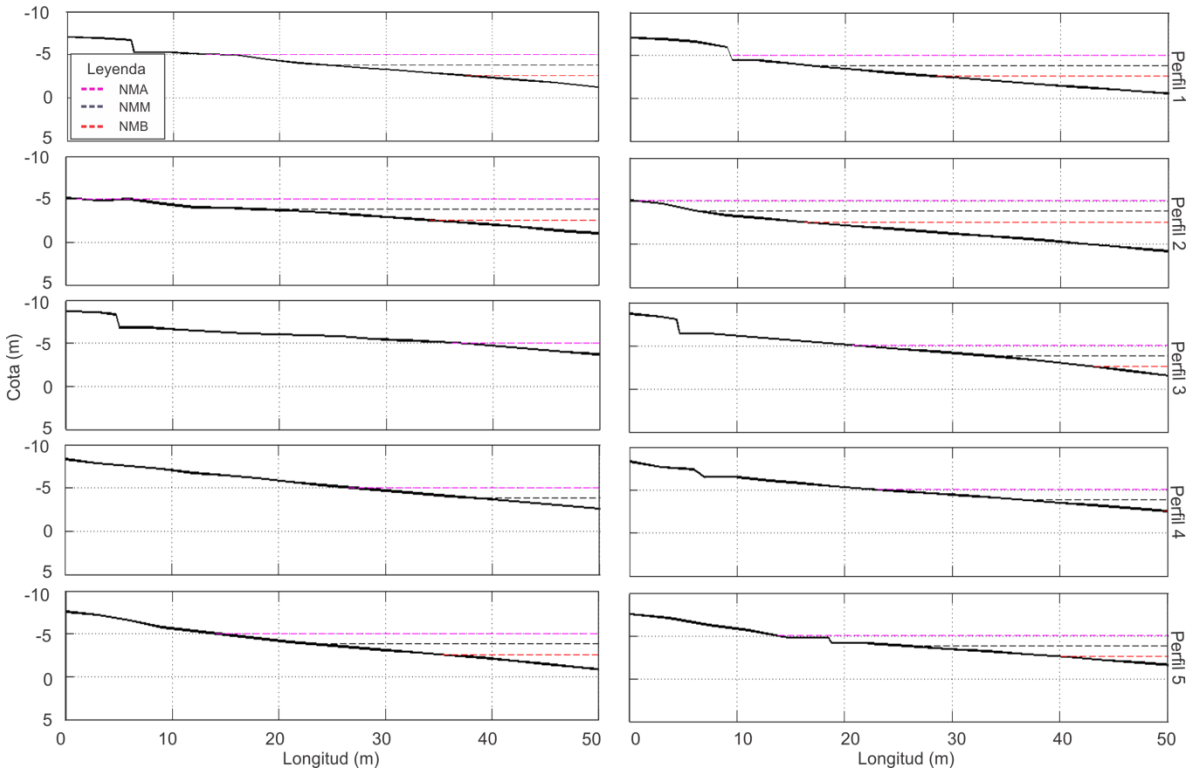


Figura 7-1 Variabilidad espacial y estacional de los perfiles de playa. Izquierda: Perfiles medidos en época seca (18 de enero del 2011). Derecha: Perfiles medidos en época húmeda (5 de septiembre del 2011). El cero (0) es el punto desde donde se comenzó a medir cada perfil.

Figura 7-2 Foto de playa Palmeras desde el faro de Gorgonilla en marea baja. Se muestra el bajo rocoso (rectángulo rojo) que emerge e interfiere en la hidrodinámica y geomorfología de la playa.

Por su parte, el sector sureste (SE) que incluye los perfiles 1, 2 y 3, tiene una forma en planta convexa y es el menos elevado de toda la playa, por lo que el NMA del mar puede inundarlo con mayor facilidad, dejándolo sin zona seca durante la mayor parte del año (Figura 7-1 y Figura 7-3).

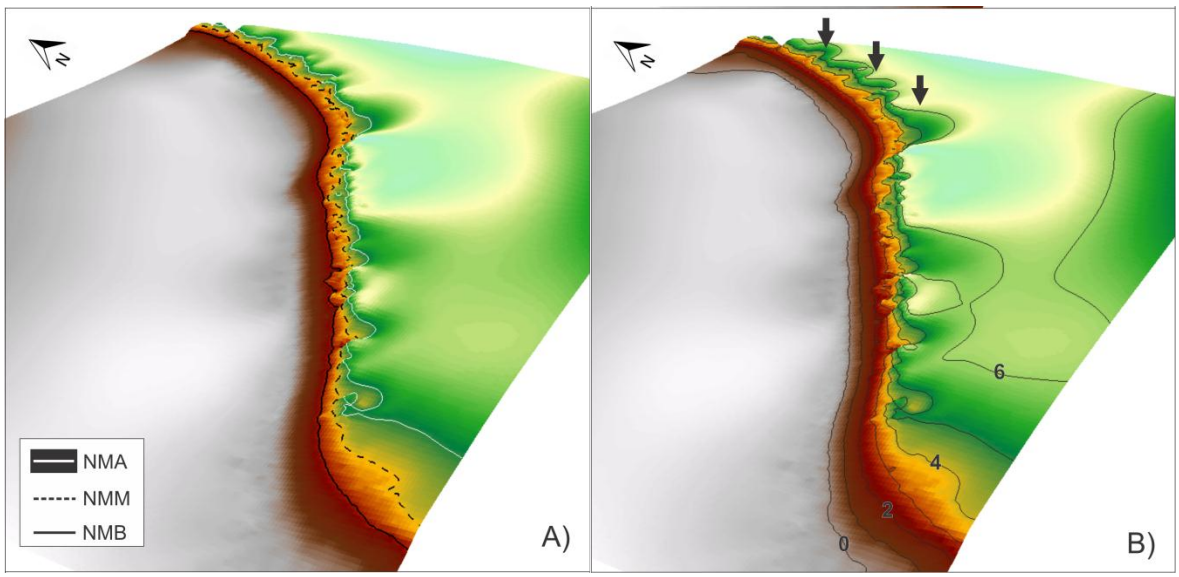
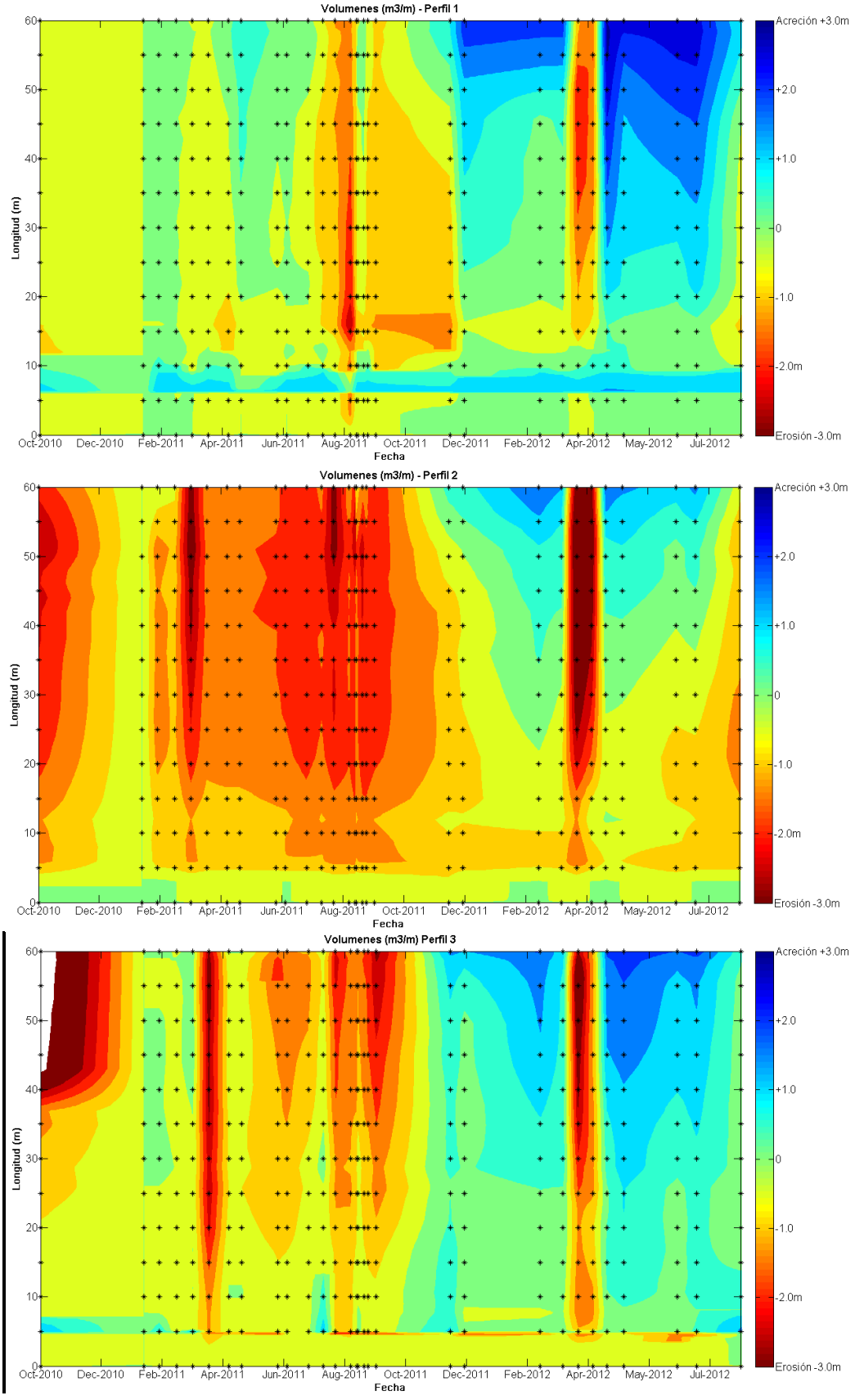


Figura 7-3 Modelo Digital de Elevación (MDE) de la playa en mayo de 2011. (A) NMA= Nivel del mar Medio Alto (5.054 m), NMM= Nivel del mar Medio Medio (3.819 m) y NMB= Nivel del mar Medio Bajo (2.585 m). Al sur las cotas están más separadas, indicando una zona más inundable (tendida) que el norte. (B) MDE con curvas de nivel cada metro, se observan algunos cúspides (flechas), especialmente al norte de la playa.

En la Figura 7-4 se muestran las series de tiempo de los desplazamientos de sedimentos en cada perfil respecto al perfil medido en enero del 2011. En general el año 2011 fue crítico para la pérdida de sedimentos de la playa. A partir de diciembre de 2011, se evidencian más eventos depositacionales para todo el sistema estudiado. Sin embargo, en el mes de abril de 2012 hubo un evento que erosionó todos los perfiles. La dinámica de playa Palmeras indica que la zona baja (entre 20 m y 60 m) es la más cambiante a lo largo del tiempo, donde se presentan los mayores volúmenes desplazados (acreción y erosión).

A pesar de que se evidencia un cambio en el comportamiento general de la playa entre los años 2011 y 2012, es importante resaltar que los perfiles que más sufren erosión durante todo el periodo analizado son el 2 y el 3, mientras que los perfiles 4 y 5 tienden a ganar más sedimentos. Estacionalmente en algunos perfiles (1 y 4) se nota mayor erosión en la época húmeda que en la seca.


Volumenes (m3/m) - Perfil 1
Longitud (m)
Fecha
Oct-2010
Dec-2010
Feb-2011
Apr-2011
Jun-2011
Aug-2011
Oct-2011
Dec-2011
Feb-2012
Apr-2012
May-2012
Jul-2012
Acreción +3.0m
+2.0
+1.0
0
-1.0
-2.0m
Erosión -3.0m
Volumenes (m3/m) - Perfil 2
Volumenes (m3/m) Perfil 3

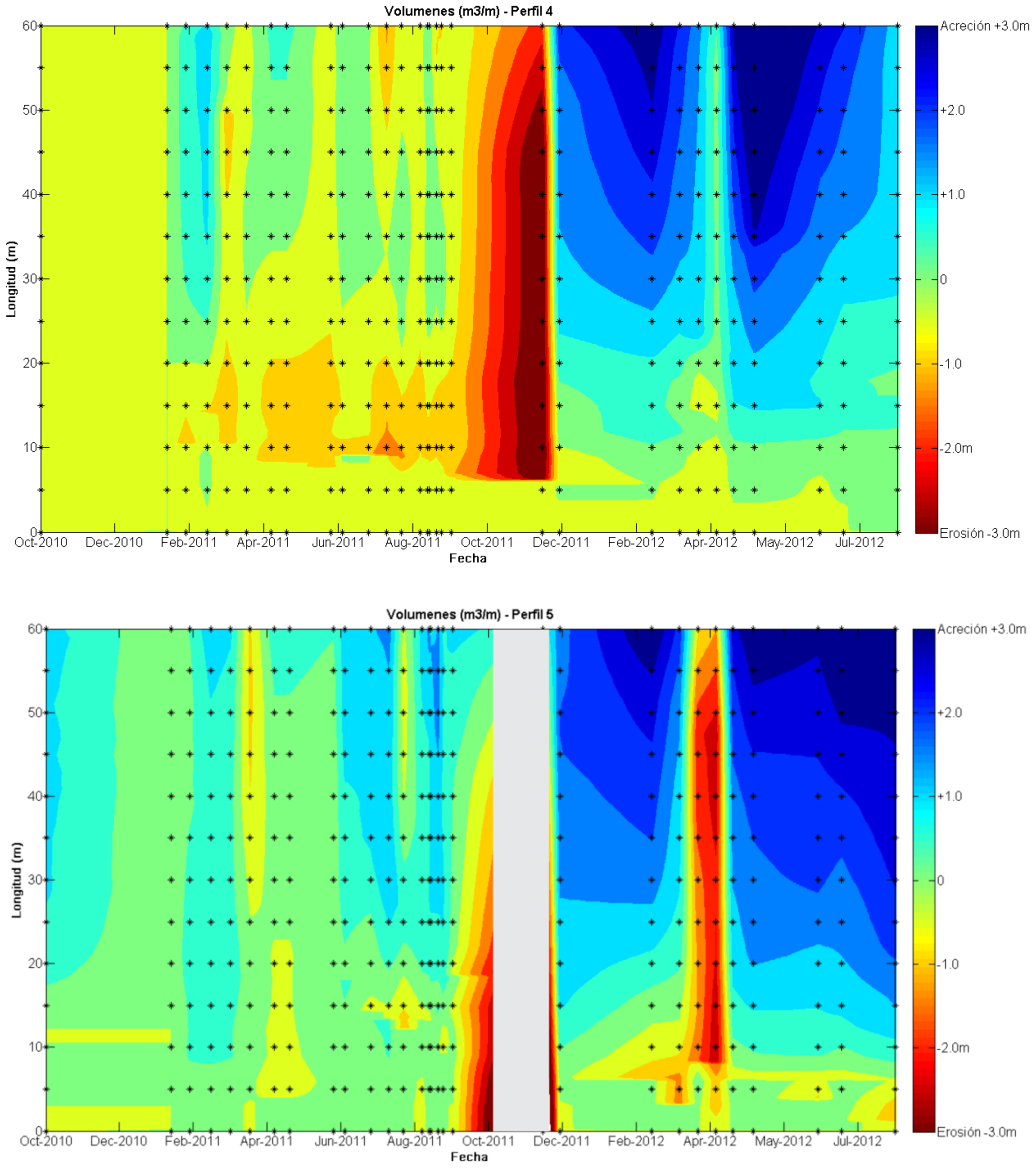


Figura 7-4 Evolución de los volúmenes de sedimentos (m^3/m) para cada perfil medido en el tiempo. Mediciones realizadas entre octubre de 2010 y agosto de 2012.

Este comportamiento se hace más claro en la Figura 7-5 donde se muestran los balances sedimentarios para cada perfil en cada fecha de mediciones. Las barras azules indican el volumen (m^3/m) de sedimentos ganados por el perfil, mientras que las barras rojas muestran el volumen erosionado. En un mismo evento un perfil puede ganar y/o perder sedimentos, demostrando que en toda su longitud se tienen respuestas distintas ante las condiciones hidrodinámicas presentes.

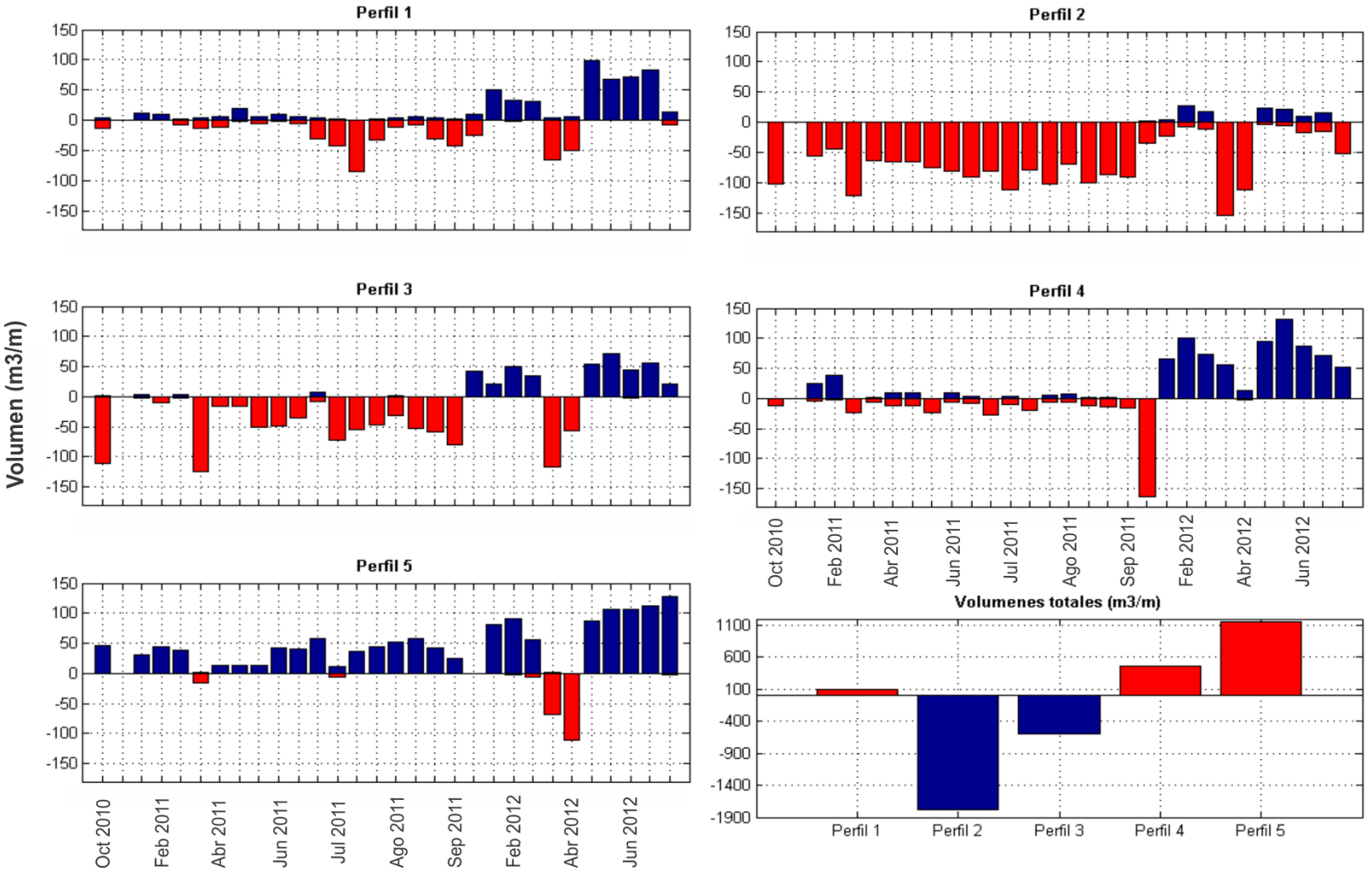


Figura 7-5 Balance sedimentario de playa Palmeras a partir de los perfiles medidos entre octubre de 2010 y agosto de 2011.

A partir del mes de septiembre de 2011 se presenta un cambio en el comportamiento de la playa, pasando de un año con pérdidas netas (excepto el perfil 5) a un año con ganancias netas (excepto el perfil 2). El balance neto calculado para los perfiles de playa se muestra en el panel inferior derecho de la Figura 7-5. Se observa que los perfiles 1, 4 y 5 son acrecivos, mientras que los perfiles 2 y 3 son erosivos durante el periodo analizado.

Es evidente una variación espacial en los regímenes depositacionales, la cual coincide con los dos sectores geomorfológicos de la playa. La erosión es más intensa en el sector SW y hay acreción neta en el extremo del sector NE (perfiles 4 y 5). En orden de magnitud, las pérdidas netas de sedimentos durante el período de medición son cercanas a 1790 m^3/m de sedimentos en el perfil 2 y591m^3/m en el perfil 3. Las ganancias corresponden a 94m^3/m en el perfil 1; 464 m^3/m en el perfil 4 y 1151 m^3/m para el perfil 5.

A escala estacional los promedios entre erosión y depositación (Figura 7-6) indican que en la época seca (semestre 1), la playa gana sedimentos excepto en los perfiles 2 y 3, siendo mucho más críticas las condiciones del perfil 2. Mientras en el segundo semestre del año, durante la época húmeda, la playa en promedio pierde sedimentos, menos en la zona del perfil 5, donde en promedio acumula 45 m^3/m aproximadamente.

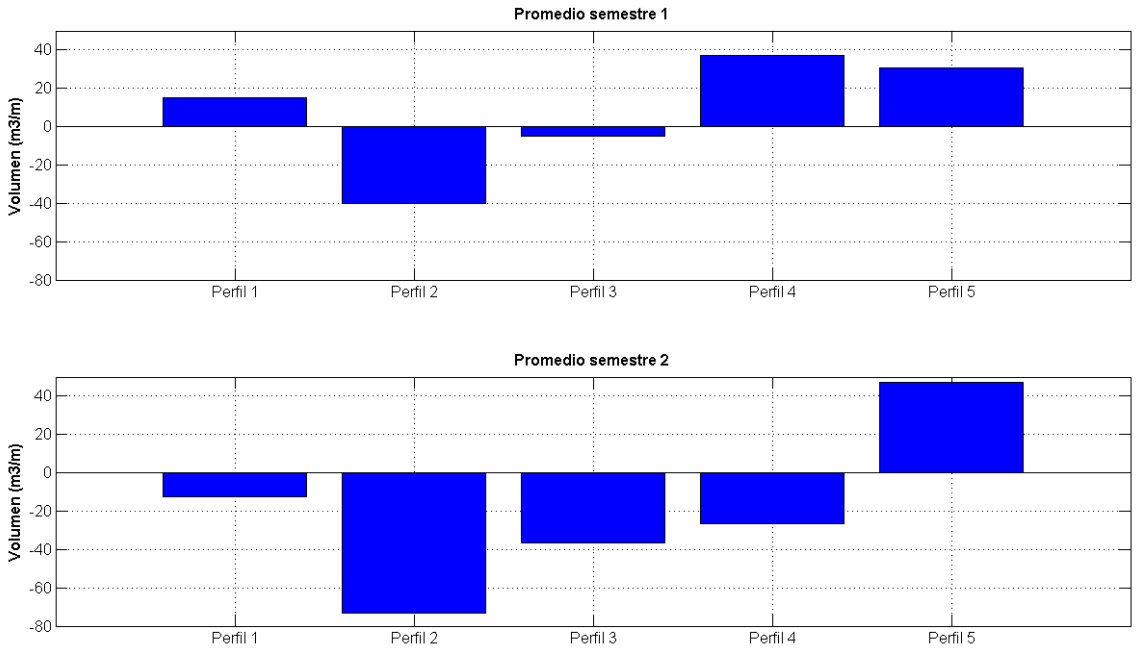


Figura 7-6 Promedios semestrales de erosión y depositación de sedimentos para los cinco perfiles de control.

El balance de sedimentos final para todos los perfiles indica que estos han ganado 3339 m^3/m y han perdido 4011 m^3/m, lo que equivale a una pérdida neta de 672 m^3/m, desde octubre de 2010 hasta agosto de 2011.

Las máximas variaciones entre acreción y erosión registradas para todos los perfiles se muestra en la Figura 7-7. En esta se observa todo el rango de volúmenes que pueden ser depositados y transportados por el sistema en el periodo estudiado. Los perfiles 4 y 5 son los que presentan un rango más amplio. Los demás perfiles tienen un comportamiento similar en cuanto al volumen de sedimentos transportado se refiere.

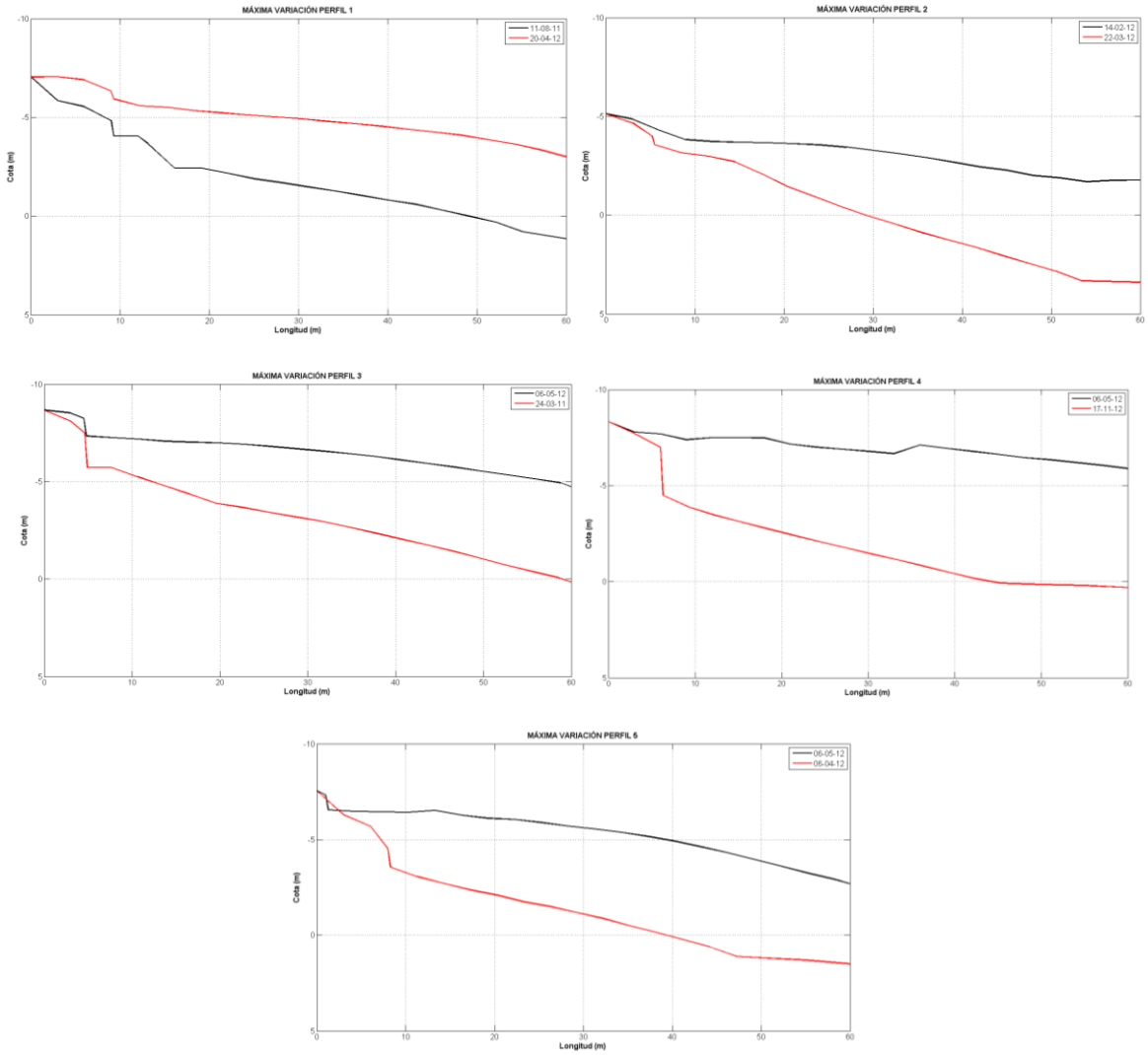


Figura 7-7 Envolventes de máximas variaciones registradas para los perfiles de playa desde octubre de 2010 hasta agosto de 2012.

El análisis de estados morfodinámicos indicó que la mayor parte del tiempo la playa se encuentra en estado reflejante, con un tamaño de grano promedio de 0.5 mm en la época seca y 1.2 mm en la época húmeda.

Aunque son evidentes las condiciones típicas estacionales en la zona de estudio, se encontró que playa Palmeras es un sistema altamente dinámico, que en el transcurso de horas puede depositar o erosionar gran cantidad de sedimentos. En general, la mayor variabilidad se presenta bajo el NMM y puede pasar de un perfil de acreción a uno de erosión en días. Las características del escalón que separa el suelo consolidado de la playa pueden variar debido a la acumulación o erosión de sedimentos, y este puede aparecer y desaparecer en horas.

7.2 Tendencias de largo plazo

Las tendencias a largo plazo de la playa se definieron a partir del FME del oleaje en tres puntos de la zona costera aledaña a Palmeras (Figura 7-8). En cada uno de estos puntos se obtuvo una serie de 19 años de datos (1990-2008) simulada con el SWAN (ver Capítulo 6).El objetivo de analizar tres puntos diferentes fue evaluar las distintas zonas de difracción y observar cuáles gobiernan la forma en planta de playa Palmeras (Figura 7-9). Así, la serie del punto uno (círculo rojo en la Figura 7-8) definirá las plantas de equilibrio de la zona sur de la playa, el punto dos (círculo azul) las plantas de la zona norte y finalmente el punto tres (círculo negro) una planta de equilibrio general para toda la playa.

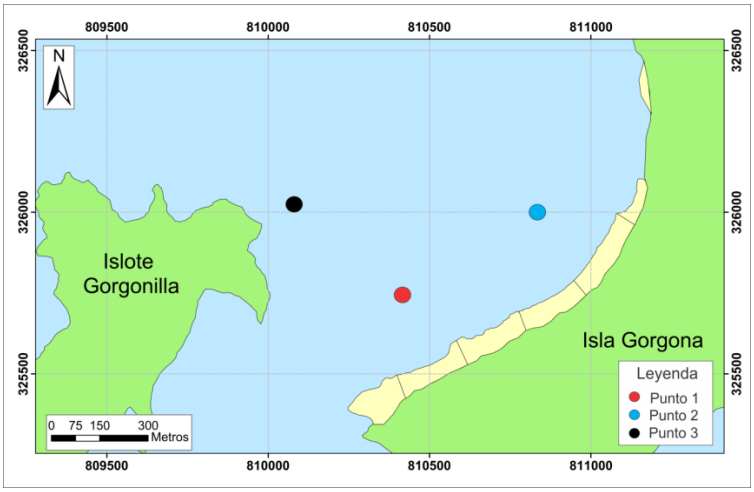


Figura 7-8 Ubicación de las tres series simuladas, utilizadas para el cálculo del FME del oleaje en playa Palmeras.

Figura 7-9 Imagen Ikonos de la zona de estudio mostrando la forma en planta de playa Palmeras. Izquierda dos plantas unidas en la zona central de la playa. El bajo rocoso (rectángulo rojo) actúa como punto final de difracción. Derecha única planta general para todo el sistema, las rocas del extremo norte de Gorgonilla (rectángulo rojo) se suponen como el punto de difracción final para esta forma en plana.

El análisis de equilibrio de playas permite conocer las tendencias espaciales a largo plazo de estos sistemas, utilizando el FME del oleaje de la zona. Esta aproximación es teórica y supone que el sistema se encuentra en equilibrio, ya sea estático (no hay transporte de sedimentos litoral con un oleaje constante en el tiempo) o dinámico, y que además las únicas corrientes longitudinales que existen en la playa son debidas al oleaje. Sin embargo, en la realidad tener una playa en equilibrio no es posible, pues las condiciones del clima marítimo varían, generando más bien un rango de estados de equilibrio o equilibrio modal (G.I.O.C, 2002). Este estudio fue realizado a escala anual y mensual inter-anual.

7.2.1 Variabilidad de la planta asociada al FME anual

En la Figura 7-10 se muestra la magnitud y dirección del FME (J/ms) a escala anual. Es importante resaltar la pérdida de energía que sufre el oleaje a medida que viaja y tiene interferencia con el lecho marino, pues el punto tres presenta más energía que el punto dos, que a su vez es más energético que el punto uno, siendo este último el más resguardado por el Islote Gorgonilla.

En los tres puntos se observa que el FME tiene una tendencia a aumentar para los años en los que el fenómeno ENSO se encontraba en la fase El Niño para el Pacífico Este Tropical (1992, 1995, 1998 y 2003), aumento que se hace más significativo en el año 1998. Sin embargo, este comportamiento no está muy bien explicado desde el punto de vista físico del fenómeno.

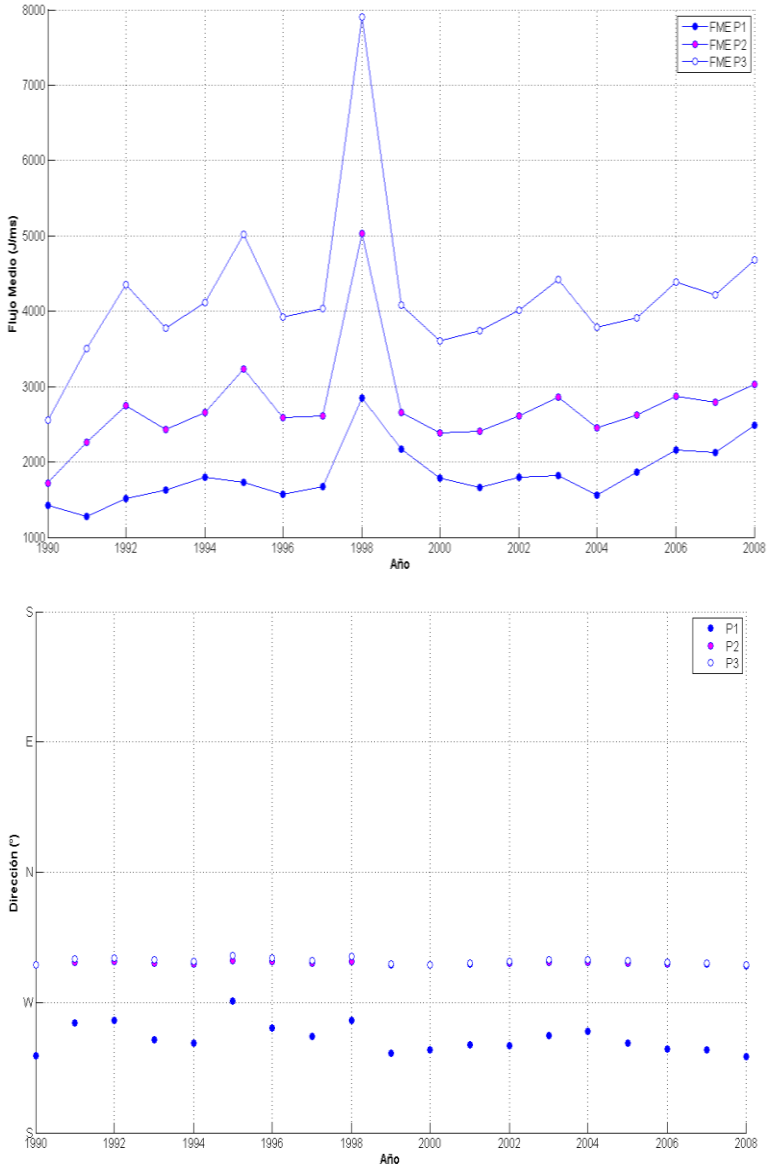


Figura 7-10 Variacion de FME del oleaje a escala anual para los tres puntos estudiados. Superior magnitud del FME. Inferior dirección del FME.

En cuanto a la dirección, el punto dos y el tres tienen direcciones similares, con oleaje desde el noroeste, y algunos cambios poco significativos, indicando que los frentes de onda no sufren mucha difracción adicional al dirigirse del punto tres al punto dos.

Caso contrario ocurre con el punto uno, donde además confluyen dos frentes de olas: el oleaje difractado por Gorgonilla en dirección noroeste y el oleaje “sin difractar” que en la mayor parte del año ingresa por la parte sur del Estrecho de Tasca (Figura 7-11). Esta interacción no lineal de los frentes da como resultado unas direcciones del FME anual predominantes hacia el noreste, con algunos años tendiendo más hacia el este (1991,

1992, 1995, 1996 y 1998). Por esta razón, para el punto uno fue imposible definir una planta de equilibrio a partir del FME, pues las direcciones no corresponden con la planta actual del sector sur de playa Palmeras.

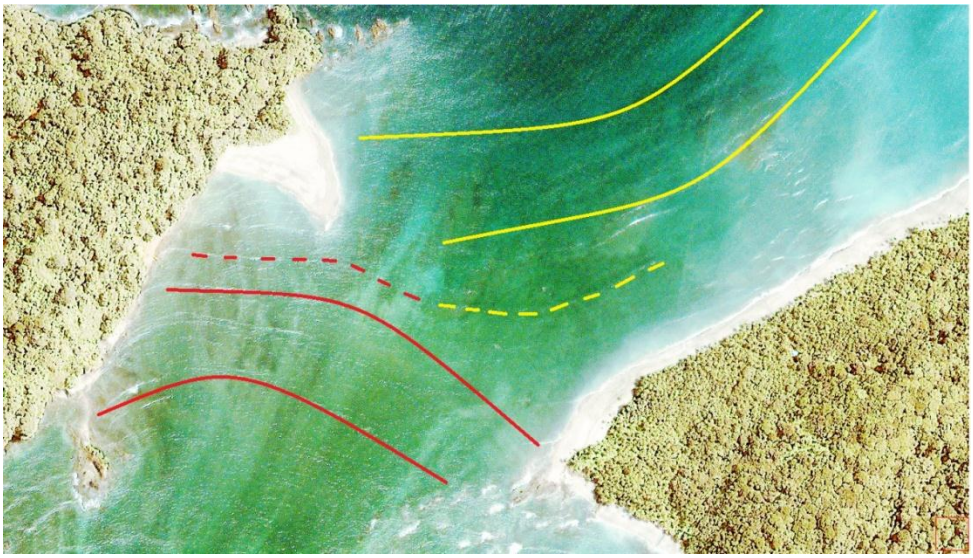


Figura 7-11 Interacción no lineal entre dos frentes de onda en el Estrecho de Tasca, en rojo el frente incidiendo en sentido sur-norte y en amarillo el incidente en sentido noroeste. Las líneas punteadas sugieren una zona de interferencia para este caso particular. Imagen Ikonos de mayo de 2008 con un filtro aplicado.

A partir de las variaciones en el FME anual para los puntos dos y tres, se definieron las plantas de equilibrio asociadas a las mayores variaciones en el ángulo de incidencia, pues a este parámetro es que la forma en planta de la playa responde directamente. Este análisis se realizó a partir del punto dos, para definir una planta del sector NE del sistema, y con el punto tres, para una forma en planta general.

En la Figura 7-12 se muestran las plantas de equilibrio para la zona NE de playa Palmeras, con punto de difracción el bajo rocoso del centro de la playa. Esto es para el año 1995 (rojo) con un ángulo de incidencia del FME de N60.91°W y para el año 2008 (azul) con un ángulo de N64.9°W. Esta variación en la dirección de 3.38°, implica una tendencia a la acreción de la línea de costa de aproximadamente 14 m en el extremo norte de la playa, cuando las condiciones se asemejan a las del año 2008.

Igualmente, se definieron las plantas generales para las máximas variaciones en el ángulo de incidencia del FME para la serie anual, teniendo como punto de difracción las rocas del extremo norte del islote Gorgonilla (Figura 7-13). Dichas variaciones máximas

corresponden nuevamente a los años 1995 (magenta) con un ángulo de incidencia de N57.8°W y 2008 (verde) con un ángulo de incidencia de N64°W.

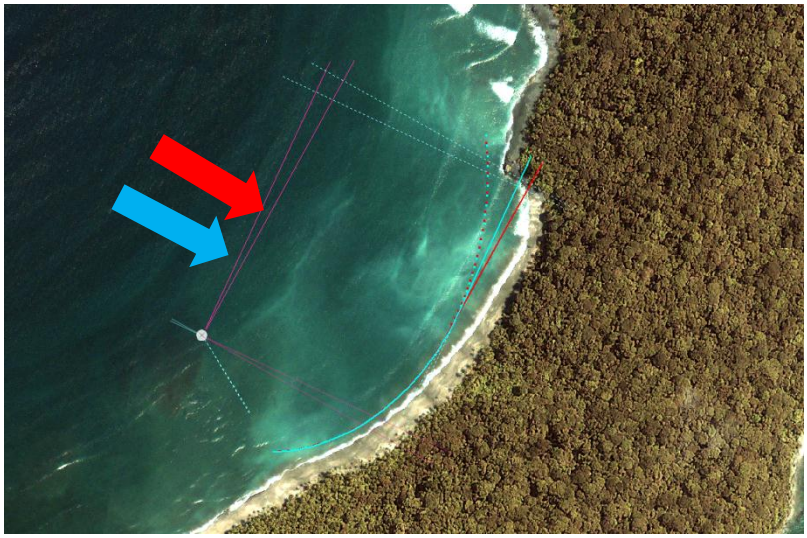


Figura 7-12 Plantas de equilibrio para el sector norte de la playa para variaciones anuales de la dirección del FME. En rojo planta correspondiente a la dirección del FME del año 1995 (N60.91°W). En azul planta para la dirección del FME del 2008 (N64.9°W).

Es importante resaltar que aunque las variaciones en el ángulo de incidencia son significativas (6.2°) el modelo de equilibrio resultante sólo muestra variaciones apreciables en la zona norte de la playa, indicando una tendencia a la acreción de la línea de costa de aproximadamente 13 m bajo las condiciones del año 2008.

Las plantas modales (variación alrededor de la planta de equilibrio) simuladas se asemejan de buena forma a la planta general que se observa en la Figura 7-13 y que además pudo ser comprobada en campo, pues los perfiles 4 y 5 aparentemente tienen un banco de arena hacia el mar más grande que los demás perfiles.

Finalmente, se observa que la forma en planta general desprecia aspectos importantes de la geomorfología de la playa, como por ejemplo, el tómbolo natural que se forma tras el bajo rocoso del centro de la playa y el cambio en la concavidad del extremo SW, lo que sugiere puntos de difracción posteriores a este además de otros sistemas de corrientes (mareas, vientos, geostróficas), que no están siendo tenidos en cuenta en este modelo.

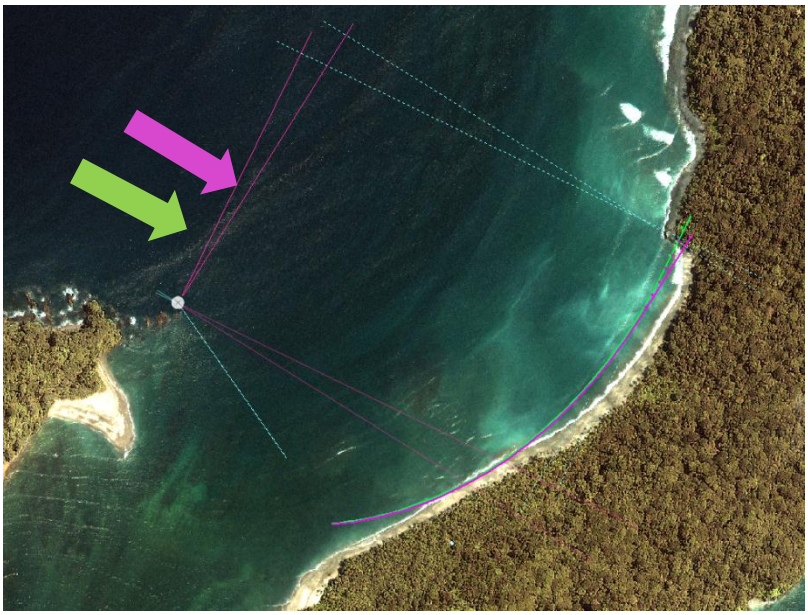


Figura 7-13 Plantas de equilibrio generales para variaciones del ángulo del FME anual. En magenta planta correspondiente a la dirección del FME del año 1995 (N57.8°W). En verde planta correspondiente a la dirección del FME del 2008 (N64°W).

7.2.2 Variabilidad de la planta asociada al FME mensual inter-anual

El análisis del FME medio mensual inter-anual (Figura 7-14) mostró que los meses de mayor energía del oleaje son enero a marzo, seguidos por otro pico menos energético entre junio y julio. El periodo entre noviembre y diciembre es el de menor flujo de energía. Las direcciones mostraron una tendencia constante desde el suroeste, sin embargo, en los meses de enero a marzo el oleaje tiende a dirigirse más hacia el sur, indicando una proveniencia más del norte.

Las modelaciones de planta de equilibrio fueron realizadas para los ángulos del FME mensuales inter-anuales de mayor variación, para la zona NE de la playa y para la planta general. Para el caso del sector NE, se simula la planta del mes de enero (color verde Figura 7-15), con un ángulo de incidencia de N57.5°W. Y para el mes de julio, cuya planta de equilibrio está de color magenta, corresponde una dirección de incidencia de N64.9°W. La diferencia entre ambos escenarios es de 7.4°, y corresponde a una tendencia al aumento de la línea de costa de aproximadamente 30 m en el extremo norte de playa Palmeras para las condiciones del oleaje en el mes de julio.

Finalmente, para la planta de equilibrio general se abordaron los meses de enero con un ángulo de incidencia de N51.26°W y noviembre con un ángulo de incidencia del FME de

N65.88°W, con una diferencia de 14.62° (Figura 7-16). Como resultado, se evidencian nuevamente cambios en la zona norte de la playa, con transgresión en noviembre y retroceso en enero.

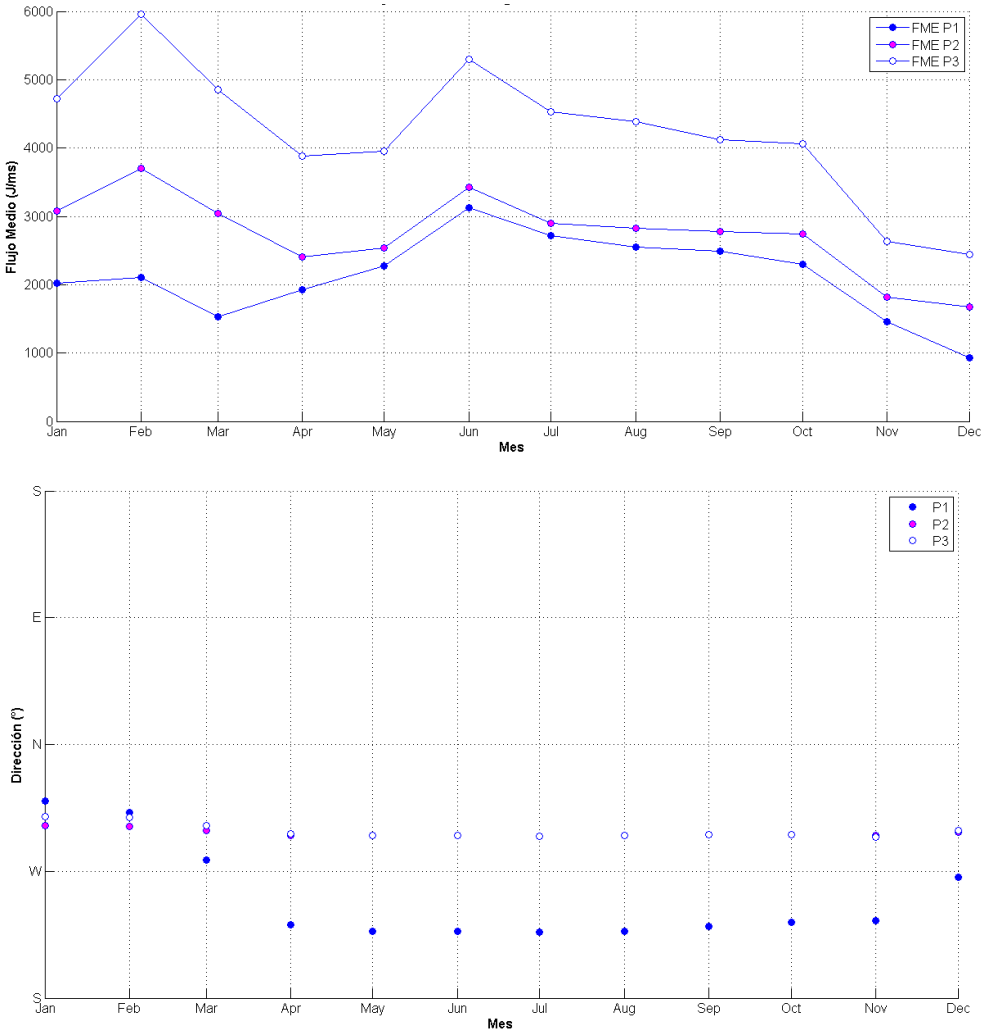


Figura 7-14 Variacion de FME del oleaje a escala mensual inter-anual para los tres puntos estudiados. Izquierda magnitud del FME. Derecha dirección del FME.

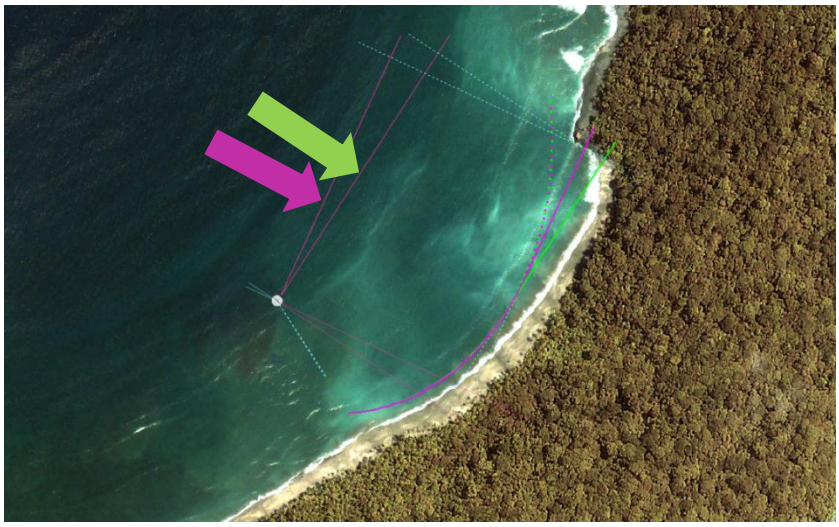


Figura 7-15 Plantas de equilibrio de la zona norte de la playa para variaciones mensuales interanuales de la dirección del FME. En verde la planta simulada para el mes de enero (N57.5°W). En magenta la planta simulada para julio (N64.9°W).

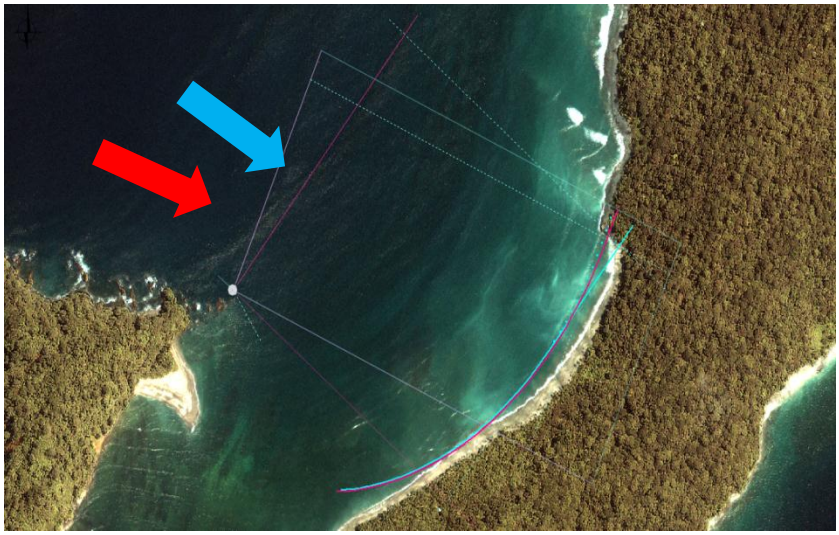


Figura 7-16 Plantas de equilibrio generales para variaciones del ángulo del FME mensual interanual. En azul planta correspondiente a la dirección del FME del mes de enero (N51.26°W). En rojo planta correspondiente a la dirección del FME del mes de noviembre (N65.88°W).

Capítulo 8: Discusiones

Playa Palmeras es un sistema altamente dinámico que en el transcurso de días puede transportar gran cantidad de sedimentos. Los forzadores fundamentales para dicho transporte son las corrientes por rotura del oleaje y las corrientes asociadas a mareas, geostrofía y esfuerzo del viento, tal y como lo demostraron Calhoun, Fletcher, &Harney (2002), Dawson & Smithers (2010) y Naylor, Stephenson, & Trenhaile (2011).

El balance de sedimentos a partir de los cinco perfiles de playa (Figura 7-6) mostró tener un comportamiento estacional, con acreción general durante el primer semestre (excepto los perfiles 2 y 3) y erosión general en la época húmeda (excepto el perfil 5). Este comportamiento concuerda con las tendencias generales de las plantas de equilibrio modeladas, donde se establece que en los meses de julio y noviembre (época húmeda) la playa tiende a depositar sedimentos en el norte, como respuesta al basculamiento de la playa debido al cambio en el ángulo de incidencia del oleaje (Figuras 7-15 y 7-16). Esta respuesta de la forma en planta ha sido evidenciada por otros autores, como González, Medina, Gonzalez-Ondina, Osorio, Méndez, & García (2007) quienes han desarrollado e implementado este tipo de modelos en diversas costas españolas.

Además de las evidencias a partir de las tendencias en la planta de equilibrio mensual interanual, las corrientes oceánicas (marea, viento y geostrofía) durante la época húmeda también muestran un cambio en la dirección, dirigiéndose desde el S hacia el N, e intensificándose en el Estrecho de Tasca, al sur de playa Palmeras. Este comportamiento puede favorecer el transporte de sedimentos desde el sector sur hacia el sector norte de la playa, que se hace evidente en el balance planteado en la Figura 7-6 durante el segundo semestre del año, donde es clara la pérdida de sedimentos de los perfiles 1, 2, 3 y 4, y la ganancia neta del perfil 5.

Durante el primer semestre del año las corrientes oceánicas son más fuertes en el Estrecho de Tasca (pasando de 0.35 m/s en el segundo semestre a 0.5 m/s en el primer

semestre) y son en dirección N-S (Figura 5-20), concordando con menores pérdidas de sedimentos en los perfiles 2 y 3 y ganancias netas para los perfiles 1 y 4.

Las simulaciones de corrientes por rotura del oleaje muestran una dinámica litoral de corrientes longitudinales y sistemas de corrientes de retorno que garantizan la conexión entre el Estrecho de Tasca y la playa de Gorgonilla con playa Palmeras (Figura 5-19 C)). Dichas corrientes pudieron ser representadas por cuatro escenarios significativos (Figura 5-19) en los cuales se evidencia el sector sur de la playa (perfiles 1 y 2) como el donador de sedimentos a todo el sistema la mayor parte del tiempo. Estos sistemas de corrientes por rotura del oleaje son críticos para el transporte de sedimentos sobre la playa, aun en playas meso y macromareales (Dehouck, Dupuis, & Sénéchal, 2009; Raabe et al., 2010)

La evolución de los volúmenes de sedimentos desde octubre de 2010 hasta agosto de 2012 muestra que el año 2011 fue anómalo con relación a la pérdida de sedimentos de la playa. Este año el ENSO estaba en fase La Niña casi constante (enero a mayo y agosto a diciembre), fase en la cual existe una tendencia en el aumento de la altura de ola, según Peláez-Zapata et al. (2012), presentándose condiciones similares a las de la época húmeda para la zona de estudio.

A escala interanual se encontró que la playa tiene una tendencia al basculamiento gracias al cambio en las direcciones del oleaje incidente. En general, las condiciones del año 2008 muestran un aumento en la línea de costa para el sector NE (Figuras 7-12 y 7-13), contrario a lo que se presenta durante las condiciones del año 1995. Este basculamiento de la playa implica movimiento de los sedimentos hacia el costado NE, y dado que las fuentes son finitas, este material debe proceder de otros lugares del sistema, por ejemplo el sector SW, el Estrecho de Tasca, la playa de Gorgonilla o un posible reservorio ubicado en el norte de Palmeras, al frente del perfil 5.

Igualmente, la forma en planta del extremo SW de la playa no pudo ser descrito por las condiciones del FME a escala mensual interanual y anual, debido a la interacción no lineal de los frentes de onda en el Estrecho de Tasca (Figura 7-11) y a la intervención de otros sistemas de corrientes inducidas por el viento, marea y geostrofía, que no fueron tenidas en cuenta para el modelo de equilibrio de playa Palmeras. En otras aplicaciones de este tipo de modelos, no ha existido este tipo de interferencia entre frentes de onda, aunque los sistemas sean macromareales, como en el caso Raabe et al. (2010).

Con relación a los cambios de largo plazo del nivel del mar en la isla, no hay datos que permitan concluir, pues no existe mareógrafo en Gorgona y el mareógrafo cercano con el registro más similar es el de Tumaco, que de acuerdo con Restrepo et al. (2009), tiene una tendencia entre 1953 y 2000 de descenso (-1.4 mm/año). Esta tendencia se considera posible debido a que toda la región del Pacífico colombiano está afectada por intenso tectonismo, que hasta el momento parece sobreponerse a las tasas de ascenso globales del nivel del mar. Específicamente en Gorgona se han reportado cambios significativos en el nivel de la isla durante eventos sísmicos, sin embargo, en la actualidad no se han reportado investigaciones al respecto. Esto invalida el uso de la serie de Tumaco para entender los cambios de largo plazo en el nivel del mar sobre la isla de Gorgona.

La proveniencia de los sedimentos analizados sugiere fuentes locales. Las komatiítas, basaltos y brechas del islote Gorgonilla y de la isla Gorgona (Figura 4-3) pueden aportar vidrio volcánico, olivino, piroxeno, magnetita y espinela, que son minerales comunes en las muestras estudiadas. Así mismo, el cuarzo, los circones y las turmanilas encontradas son aportados por las rocas sedimentarias del extremo sur de la isla, según el estudio realizado por García-González (2012) en este tipo de rocas de la isla. Los sedimentos biogénicos por su parte son aportados por las formaciones de corales en el Estrecho de Tasca.

El material terrígeno proveniente de las rocas ígneas aporta el mayor porcentaje de minerales encontrados en las muestras, entre estos se incluye el olivino (con un 26% del total de terrígenos) el vidrio (8% del total) y el piroxeno (con sólo 3%). Dichos aportes terrígenos están relacionados con el transporte de fragmentos de roca desde las partes altas de las montañas por las quebradas, que en su mayoría son intermitentes en el sector de playa Palmeras. Este tipo de aportes ha sido bien identificado en otros estudios alrededor del mundo, como por ejemplo el de Llanes et al., (2009) en las islas Canarias.

Playa Verde puede tener una conexión con Palmeras gracias a las corrientes por rotura del oleaje (Figura 5-19 C)) lo que permite el transporte de minerales densos como el olivino, y que se hace evidente en las concentraciones de dicho mineral al noreste de Palmeras (Figura 6-6).

Los sumideros de los sedimentos del sistema (Figura 6-14) fueron identificados a partir de las corrientes oceánicas y por rotura del oleaje, y su interacción con los cambios

batimétricos del lecho marino (Figuras 6-11 y 6-12). El cordón rocoso del sur de la isla (Figura 6-12) funciona como un dique natural que ayuda a retener los sedimentos dentro del sistema, si este cordón se fractura (lo que es muy probable dado el tipo de rocas y las experiencias del fracturamiento del islote El Viudo) puede permitir el paso de los sedimentos hacia zonas aledañas al sistema, donde las pendientes son muy pronunciadas y rápidamente se alcanzan profundidades de más de 20 m (Figura 6-12).

Se definieron tres reservorios de material de playa. El primero de ellos fue la playa del islote Gorgonilla, que las corrientes por rotura del oleaje mostraron tener una conexión con playa Palmeras (Figura 5-19 C)). El segundo fue el Estrecho de Tasca, que pudo ser comprobado como reservorio a partir de buceo autónomo en campo. Y finalmente el lecho marino del sector noreste, del cual, hay evidencias indirectas, ya que las corrientes por rotura del oleaje indican posibles aportes de todo el sistema hacia este sector, al igual que desde playa Verde al norte de Palmeras (Figura 5-19 C)). Otra posible evidencia de este reservorio es el rango de variación de los perfiles 4 y 5 (Figura 7-7), pues es más amplio que los de los demás perfiles, indicando una posible interacción con sedimentos desde la zona sumergida en este sector. Estos tipos de reservorios en la plataforma son comunes en playas de islas rocosas, pues la dinámica de los sedimentos involucra activamente las zonas costeras aledañas (Llanes et al., 2009).

Figura 8-1 Foto del cordón rocoso que emerge en el sur de playa Palmeras. Izquierda en marea alta. Derecha en marea baja.

El bajo rocoso que emerge en marea baja (Figura 7-2) es crítico para caracterizar la geomorfología de la playa, pues forma un sistema de tómbolo natural que difracta el oleaje incidente. Esto permitió dividir a playa Palmeras en dos sectores: el NE que

incluye los perfiles 4 y 5, tiene tendencias a acreción en diferentes escalas temporales (estacional Figura 7-6 e interanual Figura7-12), tiene presencia de cúspides de playa y tiene asociados menores tamaños de grano, indicando un sector de oleaje menos energético. Y el sector SW que incluye los perfiles 1, 2 y 3, tiene tendencias a erosión constantes estacionalmente, presenta elevaciones menores (Figura 7-3) que permiten el ingreso del NMA del mar con mayor facilidad a toda la playa, y tiene asociados mayores tamaños de grano (Tabla 6-1), indicando un oleaje más energético. En el trabajo realizado por Bernal et al., (2012) se demostró que la vegetación de la playa también responde a estos cambios geomorfológicos de los dos sectores de la playa, respondiendo a un sector con inundaciones eventuales del NMM.

La morfología de los perfiles de playa indica que en el sector NE se tienen condiciones de playa reflejante, pues existe una berma que delimita la zona seca, se observan antiguas bermas y escarpes y es la única zona de la playa con cúspides de playa, sin embargo, estas características tienen variación estacional con el cambio de la energía del oleaje (Vidal et al., 1995).

En general, nunca hay barras en la zona sumergida de playa Palmeras, pero si se tiene una plataforma de bajamar, principalmente de roca, con algunas intercalaciones de sedimentos, que emerge en marea baja. Esta característica de ausencia de barras sumergidas es típica de playas con rango mareal considerable, pues el desplazamiento de la zona de ascenso-descenso, de la zona de rompiente y de la zona exterior, tiene como consecuencia el “barrido” de las barras, inhibiendo su formación, tal y como fue demostrado por Masselink y Short (1993) y Vidal et al. (1995).

Capítulo 9: Conclusiones

-Transporte de sedimentos en respuesta a la hidrodinámica del sistema:

Las corrientes por oleaje transportan sedimentos principalmente desde el sur (sector del perfil 2) hacia el norte de playa Palmeras y hacia el estrecho de Tasca, con inversiones ocasionales. Las corrientes oceánicas se intensifican en el estrecho de Tasca, y son mayores durante la época seca (diciembre a mayo). Estas corrientes pueden transportar los sedimentos en sentido norte-sur durante la época seca, y en sentido contrario durante la época húmeda (junio a noviembre).

El balance de sedimentos a partir de perfiles de playa mostró una tendencia negativa (-672 m^3/m) durante el periodo estudiado (octubre 2010 a agosto de 2012). Esta perdida se intensifica en la época húmeda, especialmente en el sector sur de la playa.

-Tendencia media del nivel del mar:

No fue posible definir una tendencia para el nivel del mar en isla Gorgona, pues no se cuenta con registros históricos en la isla. Este análisis se realizó a la serie de nivel del mar medida en Tumaco, que demostró ser la más similar a Gorgona, y presentó una tendencia de -1.14 mm/año, que ha sido atribuida al tectonismo local por otros autores, por lo tanto, esta puede diferir para la isla. Igualmente, en los ecogramas obtenidos no fue posible encontrar paleoniveles del mar sumergidos.

- Proveniencia de los sedimentos:

El 44% de los sedimentos de playa Palmeras son biogénicos, constituidos principalmente por corales, foraminíferos y fragmentos de conchas, provenientes de la colonia ubicada en el estrecho de Tasca.

El 56 % restante es de origen terrígeno. Entre los minerales predominantes se encuentra el olivino con 26 %, el cuarzo con 16 %, y el vidrio con 8.5 %. Otros minerales

secundarios (4.5%) fueron magnetitas y espinelas, piroxenos, circones y turmalinas. Estos materiales son procedentes de los basaltos, brechas tobáceas, komatiitas y rocas sedimentarias del flanco occidental de la isla y del flanco oriental de Gorgonilla.

- Geomorfología de la playa:

La respuesta geomorfológica de la playa fue analizada en escala estacional e interanual. En el largo plazo, las variaciones del ángulo de incidencia del oleaje implican una tendencia a la acreción en el ancho de playa de hasta 14 m en el sector norte entre 1995 y 2008. Este aumento implica la pérdida de sedimentos en el sur de la playa, como pudo ser comprobado por el balance de sedimentos. Los sedimentos llevados por el oleaje hacia Tasca, pueden ser transportados fuera del sistema por las corrientes oceánicas, coincidiendo con el retroceso neto de la playa en el período de mediciones.

El marco tectónico local y regional puede afectar la morfología de la playa en cortos periodos de tiempo, especialmente por la pérdida del dique de roca natural durante sismos, ya que este ayuda a retener los sedimentos en el sistema, evitando que sean transportados hacia los sumideros del sector sur de la isla.

Capítulo 10: Bibliografía

Adriani, G. & N. Walsh. (2007). Rocky coast geomorphology and erosional processes: A case study along the Murgia coastline South of Bari, Apulia-SE Italy. Geomorphology.87: 224-238.

Álvarez-Silva, O.,Gómez-Giraldo,E.A.,y Toro, F.M. (2010) Calibración y validación de un modelo hidrodinámico para el diseño de la desembocadura del Río León. XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, 21-25 de noviembre de 2010, Punta del Este - Uruguay.

Amante,C. y Eakins,B.W. (2009). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19pág.

Battjes, A.J. (1974). Surf Similarity. Proceedings 14th Coastal Engineering Conference, Copenhagen, 1:466-480.

Bernal, G.R., Urrego, L.E., Gómez-García,A.M., Betancur,S., Osorio,A.F.(2012, sometido). Evolución geomorfológica y vegetación costera de playa Palmeras, Parque Nacional Natural Isla Gorgona, Pacífico Colombiano. Revista de Biología Tropical.

Bird, E. (2008).Coastal Geomorphology: An Introduction. John Wiley & Sons.

Booij, N., Ris, R.C., y Holthuijsen, R.H. (1999). A third generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation. Journal of Geophysical Research.104, C4:7649-7666.

Calhoun, R., C. Fletcher, & J. Harney. (2002). A budget of marine and terrigenous sediments, Hanalei Bay, Kauai, Hawaiian Islands. Sedimentary Geology. 150: 61–87.

CEM.(2006). Coastal Engineering Manual.Veritech, Inc., Vicksburg, MS, USA

CERC.(2002). Coastal Engineering Manual.Coastal Engineering Research Center, USArmy Corps of Engineers.US Government Printing Office, Washington, DC.

Correa, I. y Vernette, G. (2004). Introducción al problema de la erosión litoral en Urabá (sector ArboletesTurbo), Costa Caribe colombiana. Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras – INVEMAR. 33:5-26.

Dawson, J.L., & S.G. Smithers.(2010). Shoreline and beach volume change between 1967 and 2007 at Raine Island, Great Barrier Reef, Australia. Global and Planetary Change. 72: 141-154.

Dehouck, A., H. Dupuis, & N. Sénéchal, (2009). Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches Brittany, France. Marine Geology. 266: 1-17.

GIOC. (2002). Atlas de inundación del litoral peninsular español. Documento Temático, Universidad de Cantabria, Cantabria.

GIOC. (2003). Sistema de Modelado Costero (SMC), manual de usuario. Ministerio Español del Medioambiente y Universidad de Cantabria. 82 pág.

García-González, J. (2012). Procedencia de los sedimentos neogenos de Tumaco onshore y Gorgona: una contribución a la tectónica de antearco del Pacífico sur de Colombia. Tesis de Maestría. Universidad de Caldas. Manizales. Colombia. 87 pág.

González, M., Medina, R. (2001).On the application of static equilibrium bay formulations to natural and man-made beaches.CoastalEngineering. 43: 209– 225.

González, M., Medina, R., Gonzalez-Ondina, J., Osorio, A., Méndez, F.J., García, E. (2007). An integrated coastal modeling system for analyzing beach processes and beach restoration projects, SMC. Computers & Geosciences. 916-931.

González, M., Medina, R., Losada, M., 2010. On the design of beach nourishmentprojects using static equilibrium concepts: application to the Spanish coast.CoastalEngineering. 57:227– 240.

Guerrero-Gallego, J.J., Toro, F.M., Osorio, A., Álvarez-Silva, O. y Giraldo, A. (2012). Modelación hidrodinámica de los patrones de circulación en Isla Gorgona (Colombia), para el año 2011. XXV Congreso Latinoamericano de Hidráulica 9-12 de septiembre de 2012.San José, Costa Rica.

Guza, R., yInman, D. (1975). Edge Waves and Beach Cusps.Journal of Geophysical Research, 80:2997-3012.

Hardaway, C.S. y Gunn, J.R. (2010). Design and performance of headland bays in Chesapeake Bay, USA.Coastal Engineering. 57:203-212.

Hsu, J.R.C., Evans, C., (1989). Parabolic bay shapes and applications. Proc. Institution of Civil Engineers, London (Part 2), 87: 556– 570.

Hsu, J.R.C., Silvester, R. (2000). Shoreline protection methods – Japanese experience. In: Herbich, J.B. (Ed.), Handbook of Coastal Engineering. McGraw-Hill, New York, 9.1– 9.77.

Kalnay, E. et al. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bulletin of the American Meteorological Society. 77: 3437–3471.

Kench, P., R. Brander, K. Parnell, & R. McLean. (2006). Wave energy gradients across a Maldivian atoll: Implications for island geomorphology. Geomorphology.81: 1-17.

Komar, P.D. (1998). Beach processes and sedimentation. Prentice Hall. Segunda Edición.

Llanes, P., R. Herrera, M. Gómez, A. Muñoz, J. Acosta, E. Uchupi, y otros. (2009). Geological evolution of the volcanic island La Gomera, Canary Islands, from analysis of its geomorphology. Marine Geology. 264: 123-139.

Masselink, G. y Short, A. (1993).The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model. Journal of Coastal Research. 9: 785-800.

Moreno, L.J., Kraus, N.C. (1999). Equilibrium shape of headland bay beaches for engineering design. Proceedings of Coastal Sediments. 1: 860– 875.

Naylor, L.A., W.J. Stephenson, & A.S. Trenhaile. (2011). Rock coast geomorphology: Recent advances and future research directions. Geomorphology. 114: 3-11.

Pethick, J.S. y S. Crooks. (2000). Development of a coastal vulnerability index: a geomorphological perspective. Environmental Conservation. 27: 359–367.

Raabe, A.L.A., A. H. Klein, M. González, & R. Medina. (2010). MEPBAY and SMC: Software tools to support different operational levels of headland-bay beach in coastal engineering projects. Coastal Engineering 57: 213– 226.

Rangel-Buitrago, N. y Posada, B. (2005). Geomorphology and erosive processes in the north coast ofCordoba department, Colombian Caribbean (Sector Paso Nuevo-Cristo Rey). Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras – INVEMAR. 34:101-119.

Reguero, B.G., M. Menéndez, F.J. Méndez, R. Mínguez, I.J. Losada. (2012). A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. Coastal Engineering. 65: 38-55.

Requejo, S. (2005). Análisis y mejoras en la evaluación de diversos términos de los modelos de evolución de playas en escalas de medio plazo. Tesis Ph. D., Universidad de Cantabria. España. 574 pág.

Restrepo, J.D. y Kjerfve, B. (2002). The San Juan Delta, Colombia: tides, circulations,and salt dispersion. Continental Shelf Research. 22:1249–1267.

Restrepo, J.D. y López, S.A. (2008). Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia, South America. Journal of South American Earth Sciences. 25:1-21.

Rueda-Almonacid. (2007). Tortugas Marinas de América. Series de guías de bolsillo. Conservación Internacional.

Schwarzer, K., Diesing, M., Larson, M., Niedermeyer, R., Schumacher, W., Furmanczyk, K. (2003). Coastline evolution at different time scales - examples from the Pomeranian Bight, southern Baltic Sea.Marine Geology. 194: 79-101.

Serrano, L. (2009). Origen de la isla Gorgona (Colombia) y su relación con el Plateau del Caribe. Tesis Msc., Universidad Nacional Autónoma de México. México. 140 pág.

Silvester, R., Ho, S.K. (1972). Use of crenulate shaped bays to stabilize coasts. Proc. 13thInter. Conf. Coastal Eng, vol. 2. ASCE, 1394–1406.

Silvester, R., Hsu, J.R.C., 1993. Coastal Stabilization: Innovative Concepts. Prentic e-Hall, Englewood Cliffs, NJ.578 pág.

Stephenson, W.J. y Brander, R. (2003). Coastal Geomorphology into the 21st Century. Progress in Physical Geography. 27:607-623.

The SWAN Team. (2009). SWAN Technical Documentation. Delft University of Technology, Delft.

Trenhaile, A.S. (2000). Modeling the development of wave-cut shore platforms. Marine Geology. 166: 163–178.

Turner,I.L., Anderson, D.J., 2007. Web-based and ‘real-time’ beach management system. Coastal Engineering. 54:555–565.

Vidal, C., R. Medina, & I. Losada. (1995). Modelos de Morfodinámica de Playas. En U. d. Cantabria, Proyectos y Construccion de Playas Artificiales y Regeneración de Playas.

Yasso, W.E.(1965). Plan geometry of headland bay beach. Journal of Geology.73: 702–714.