



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

# **GEOMORFOLOGÍA Y PROCESOS EROSIVOS EN PLAYAS DE ISLAS ROCOSAS MACROMAREALES**

**GEOMORPHOLOGY AND EROSIONAL PROCESSES IN MACROTIDAL ROCKY ISLAND  
BEACHES**

**ÁNGELA MARÍA GÓMEZ GARCÍA, I.P.**

**Universidad Nacional de Colombia  
Facultad de Minas  
Escuela de Geociencias y Medio Ambiente  
Medellín, Colombia  
Noviembre 2012**



# **GEOMORFOLOGÍA Y PROCESOS EROSIVOS EN PLAYAS DE ISLAS ROCOSAS MACROMAREALES**

**GEOMORPHOLOGY AND EROSIONAL PROCESSES IN MACROTIDAL ROCKY ISLAND  
BEACHES**

**ÁNGELA MARÍA GÓMEZ GARCÍA, I.P.**

Trabajo de investigación presentado como requisito parcial para optar al título de:

**Magister en Ingeniería – Recursos Hidráulicos**

Directora

**Ph.D. Gladys Bernal Franco**

Línea de Investigación:

**Oceanografía e Ingeniería Costera**

Grupo de Investigación:

**OCEANICOS**

**Universidad Nacional de Colombia**

**Facultad de Minas**

**Escuela de Geociencias y Medio Ambiente**

**Medellín, Colombia**

**Noviembre 2012**

*A mi mamá, a mi papá, a mis tías y a mi abuelo.*

## Tabla de contenido

Capítulo 1: Generalidades .....	1-1
1.1 Antecedentes .....	1-1
1.2 Planteamiento del problema y justificación .....	1-3
1.3 Objetivos .....	1-4
1.1.1 Objetivo General .....	1-4
1.1.2 Objetivos Específicos.....	1-5
1.4 Hipótesis .....	1-5
Capítulo 2: Marco Teórico.....	2-2
2.1 Hidrodinámica de playas .....	2-2
2.2 Morfodinámica y geomorfología de playas .....	2-6
2.2.1 El perfil de playa .....	2-7
2.2.2 La planta de la playa.....	2-11
2.3 Modelación morfodinámica de playas.....	2-12
2.3.1 Modelos de evolución en el corto y medio plazo .....	2-13
2.3.2 Modelos de evolución en el largo plazo (modelos de una línea) .....	2-14
2.3.3 Modelos de evolución que intentan ser aplicables en el medio-largo plazo...	2-15
2.3.4 Modelos de equilibrio de playas .....	2-16
Capítulo 3: Metodología.....	3-2
3.1 Recolección de información .....	3-2
3.2 Sedimentología .....	3-5
3.3 Hidrodinámica .....	3-7
3.3.1 Oleaje .....	3-7
3.3.2 Marea .....	3-10
3.4 Morfodinámica.....	3-13
3.4.1 Variabilidad estacional .....	3-13
3.4.2 Variabilidad interanual.....	3-15
Capítulo 4: Área de estudio .....	4-2
4.1 Geología de la Isla Gorgona.....	4-3
4.1.1 Historia Geológica.....	4-6
4.2 Climatología regional.....	4-8
4.3 Oceanografía regional.....	4-2

Capítulo 5: Hidrodinámica.....	5-6
5.1 Hidrodinámica del oleaje .....	5-6
5.1.1 Régimen medio del oleaje local .....	5-10
5.1.2 Régimen extremal del oleaje.....	5-17
5.1.3 Corrientes por rotura del oleaje.....	5-19
5.2 Hidrodinámica de la marea.....	5-26
Capítulo 6: Caracterización sedimentológica .....	6-2
6.1 Análisis granulométrico .....	6-2
6.2 Análisis composicional .....	6-5
6.3 Fuentes, sumideros y reservorios.....	6-10
Capítulo 7: Caracterización morfodinámica de playa Palmeras .....	7-16
7.1 Morfodinámica a escala estacional.....	7-16
7.2 Tendencias de largo plazo .....	7-24
7.2.1 Variabilidad de la planta asociada al FME anual.....	7-25
7.2.2 Variabilidad de la planta asociada al FME mensual inter-anual.....	7-29
Capítulo 8: Discusiones .....	8-2
Capítulo 9: Conclusiones .....	9-2
Capítulo 10: Bibliografía .....	10-2

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2-1 Definiciones de la hidrodinámica en el perfil. Modificado de Vidal et al., 1995. .....	2-3
Figura 2-2 Patrones de circulación cercanos a la costa debido al oleaje. Tomado y modificado de Smith (2003). .....	2-4
Figura 2-3 Mediciones en campo (Duck, Carolina del Norte, Octubre 1990) de la corriente transversal en un perfil con una barra asociada. Modificado de CEM (2006). .....	2-5
Figura 2-4 Elementos principales del perfil de playa. Modificado de G.I.O.C (2002). .....	2-8
Figura 2-5 Estados morfodinámicos para playas con marea y sin marea, según Masselink & Short (1993). .....	2-11
Figura 2-6 Clasificación de los modelos morfodinámicos.....	2-13
Figura 2-7 Representación esquemática de una playa con un modelo de una línea. Tomada de Larson et al. (1997). .....	2-15

Figura 2-8 Representación esquemática de una playa con un modelo de N líneas. Tomada de Larson et al. (1997).....	2-16
Figura 2-9 Esquema de definición del modelo de planta de equilibrio parabólico y sus principales parámetros físicos. Tomada de Rabee et al., 2010. ....	2-18
Figura 2-10 Esquema de definición del procedimiento para evaluar estabilidad o predecir el equilibrio estático en una línea de costa para playas no desarrolladas. Los números corresponden a los pasos a seguir en el procedimiento. Modificada de González & Medina, 2001.....	2-19
Figura 2-11 Valor del ángulo $\alpha_{min}$ para diferentes distancias adimensionales desde el punto de control hasta la prolongación del segmento recto de la playa (Y/L). Datos obtenidos de 26 playas en las costas españolas. Tomado de González & Medina, 2001..	2-20
Figura 2-12 Esquema del análisis de “playa de equilibrio” (planta de equilibrio + perfil de equilibrio). En este se tiene la hipótesis de ortogonalidad de los movimientos transversales y longitudinales de la playa. Tomado de González, Medina & Lozada, 2010.	2-21
Figura 3-1 Esquema metodológico general empleado en la investigación. ....	3-2
Figura 3-2 Ubicación de los equipos en la zona de estudio.....	3-3
Figura 3-3 Distribución de los perfiles de control en Playa Palmeras. Los perfiles están ubicados cada 200 metros aproximadamente.....	3-4
Figura 3-4 Procedimiento de toma de muestras de playa. A) Georreferenciación de punto de muestreo. B) Toma de muestra con cilindro de 5 cm de alto. C) Adición de alcohol y cierre de bolsa hermética para prevenir daño de la muestra.....	3-5
Figura 3-5 Distribución de las muestras de sedimentos de fondo y de playa. Se incluyen las fronteras con playa Verde y playa Gorgonilla. ....	3-6
Figura 3-7 Arreglos de granos (minerales) para el análisis composicional de sedimentos. ....	3-7
Figura 3-8 Distribución de las cuatro mallas anidadas utilizadas en la propagación del oleaje. Sistema de coordenadas UTM zona 17.....	3-8
Figura 3-9 Malla variable utilizada en la simulación de corrientes por marea. Sistema de coordenadas UTM zona 17.....	3-11
Figura 3-10 Esquema de cálculo del volumen total de sedimentos disponibles en playa Palmeras. ....	3-13

Figura 3-11 Esquema de cálculo de los diferenciales de volumen de sedimentos a partir de los perfiles de playa. El perfil de referencia es el de enero de 2011. .... 3-14

Figura 3-12 Distribución espacial de los tres puntos donde se calculó el FME del oleaje... .. 3-16

Figura 3-13 Imagen Ikonos de la zona de estudio mostrando la forma en planta general, estudiada a partir del punto de difracción exterior (punto 3) resaltado en el rectángulo. 3-17

Figura 3-14 Imagen Ikonos de la zona de estudio mostrando las dos formas en planta de playa Palmeras, teniendo en cuenta el tómbolo natural generado por el bajo rocoso señalado en el rectángulo. .... 3-17

Figura 4-1 Ubicación de playa Palmeras dentro del PNN Isla Gorgona, Pacífico Colombiano. .... 4-2

Figura 4-2 Corte esquemático transversal de la zona central de la Isla Gorgona en el que la falla Tarzán exhuma el basamento de isla (peridotitas y gabros) mediante un movimiento inverso indicado por las flechas rojas. Tomado de Serrano, (2009). .... 4-3

Figura 4-3 Mapa geológico actualizado de la Isla Gorgona. Tomado de Serrano, 2009. .... 4-4

Figura 4-4 Precipitación anual desde 1988 hasta 2007 en el PNN Isla Gorgona y en el municipio de Guapi. Los asteriscos muestran los años donde faltan datos por lo menos en un mes. El periodo 1991-1995 no reporta datos para Guapi. Datos tomados de Blanco, 2009. .... 4-9

Figura 4-5. Esfuerzo medio del viento (vectores) y el rotacional del esfuerzo del viento (colores) promediados desde Agosto de 1999 hasta Julio de 2002. El color azul indica surgencias (hemisferio norte). Las unidades del rotacional son  $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ . El círculo rojo señala el Istmo de Panamá. Modificado de Kessler, 2006. .... 4-10

Figura 4-6. Variación trimestral de los vientos en la cuenca de Panamá a partir de la base de datos CCMP, promedio desde 1 enero de 1989 hasta 31 de diciembre de 2009. .... 4-11

Figura 4-7. Ciclo anual de la circulación superficial basado en boyas de deriva y barcos. Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ siglas en inglés), Corriente de California (CC), Corriente Ecuatorial del Norte (NEC), Contracorriente Norecuatorial (NECC, en rojo), Corriente Surecuatorial (SEC) y Corriente Costera de Costa Rica (CRC). Modificado de Kessler, 2006. .... 4-3

Figura 4-8. Mapas de a) y b) Temperatura superficial del mar para los meses de enero a marzo y julio a septiembre respectivamente, c) y d) Anomalías del nivel del mar, e) y f)

Esfuerzo del viento, g) y h) Corrientes geostróficas. Modificado de Rodriguez-Rubio et al, 2006 .....	4-4
Figura 5-1. Ubicación del punto de oleaje del proyecto GOW usado como condición de frontera para propagar el oleaje hasta el PNN Isla Gorgona. Imagen tomada de Google Earth.....	5-6
Figura 5-2 Comportamiento interanual de la serie del GOW desde 1948 hasta el 2008. La altura de ola significativa (Hs) y el periodo (T) muestran tasas de ascenso durante todo el periodo. La dirección sufre una desviación desde el WSW hacia el SW. ....	5-7
Figura 5-3 Variabilidad mensual interanual de la Hs de la serie GOW. Datos agrupados cada 10 años. ....	5-8
Figura 5-4 Variabilidad mensual interanual del T de la serie GOW. Datos agrupados cada 10 años.....	5-9
Figura 5-5 Variabilidad mensual interanual de la dirección del oleaje de la serie GOW. Datos agrupados cada 10 años. ....	5-10
Figura 5-6 Ubicación de las series a pie de playa resultantes de la propagación del oleaje de fondo (GOW) con el SWAN. ....	5-11
Figura 5-7 Esquema metodológico para la validación del oleaje local (serie simulada) a partir del oleaje en aguas profundas (serie GOW). ....	5-12
Figura 5-8. Comparación de las series simulada y medida en el punto Awac1000 por medio de una ajuste de cuantiles.....	5-13
Figura 5-9. Variabilidad anual de altura de ola significativa, período pico y dirección de oleaje de la serie simulada. En rojo punteado las líneas de tendencia.....	5-14
Figura 5-10 Variación media mensual de altura de ola significativa, período pico y dirección de oleaje de la serie simulada.....	5-15
Figura 5-11. Mapas estacionales de altura de ola significativa Hs (m) y dirección en la zona de estudio. Sistema de coordenadas UTM Zona 17N. ....	5-16
Figura 5-12. Distribución de las direcciones del oleaje en el punto Awac1000.....	5-17
Figura 5-13. Ajuste probabilístico de la serie simulada. A) Ajuste de altura de ola significativa (Hs) a la función normal. B) Ajuste de periodo medio (Tm) a la función normal. ....	5-17
Figura 5-14. Régimen extremal de Hs (m) por medio del ajuste de la serie de oleaje del GOW a la función GEV para el primer semestre del año. ....	5-18
Figura 5-15. Régimen extremal de Hs (m) por medio del ajuste de la serie de oleaje del GOW a la función GEV para el segundo semestre del año.....	5-18

Figura 5-16. Serie de máximos mensuales de Hs para la serie GOW. En rojo la tendencia de la serie. En verde el límite para una probabilidad del 90%.....	5-19
Figura 5-17. Rosas de oleaje A) para el primer semestre del año y B) para el segundo semestre. Datos de la serie GOW en aguas profundas. ....	5-20
Figura 5-18. Magnitud y dirección de las corrientes en playa. A) En marea alta. B) En marea media y C) En marea baja. Caso 7 SW Hs=0.6 m. ....	5-24
Figura 5-19. Patrones generales de circulación de corrientes por rotura de oleaje cerca de playa Palmeras en marea baja. A) Caso 1. Las líneas punteadas indican el centro de la playa. B) Caso 3. C) Caso 10. D) Caso 11.....	5-25
Figura 5-20 Patrones generales de circulación oceánica (corrientes geostroficas, marea y viento) para el primer semestre del 2011 de la zona de estudio. A) Todo el dominio de cálculo. B) Detalle en el Estrecho de Tasca y playa Palmeras.....	5-27
Figura 5-21 Patrones generales de circulación oceánica (corrientes geostroficas, marea y viento) para el segundo semestre del 2011 de la zona de estudio. A) Todo el dominio de cálculo. B) Detalle en el Estrecho de Tasca y playa Palmeras.....	5-28
Figura 6-1 Tamaño medio de grano para las muestras de playa recolectadas en la época húmeda (octubre) del año 2010. ....	6-3
Figura 6-2 Tamaño medio de grano para las muestras de playa y del lecho marino recolectadas en la época seca (febrero) del año 2011.....	6-4
Figura 6-3 Muestras bimodales para playa Palmeras y el fondo marino aledaño. Por la diferencia en las modas se pueden clasificar en tres grupos: centro de playa (modas -0.4 y 2.4 phi), parte exterior de Tasca (modas -3 y 3.4 phi) y sobre el Estrecho de Tasca (modas -1 y 3.4 phi).....	6-5
Figura 6-4 Mapa de la relación de contenido de biogénicos sobre el contenido de terrígenos, promediados para todas las fracciones de sedimentos. ....	6-6
Figura 6-5 Mapa de relación entre minerales pesados y livianos, para el contenido en la fracción 250-500 $\mu$ . ....	6-7
Figura 6-6 Mapa de contenido (porcentaje) de olivino en la zona de estudio para la fracción 250-500 $\mu$ . ....	6-8
Figura 6-7 Mapa de contenido (porcentaje) de vidrio en la zona de estudio para la fracción 250-500 $\mu$ . ....	6-9
Figura 6-8 Mapa de contenido (porcentaje) de cuarzo en la zona de estudio para la fracción 250-500 $\mu$ . ....	6-10

Figura 6-9 Mapa de comunidades bentónicas en la isla Gorgona. Tomado de Invemar (2000). .....	6-11
Figura 6-10 Ubicación de las principales quebradas que aportan material a playa Verde y playa Palmeras desde el flanco occidental de la isla. Se muestra también el mapa geológico detallado en el Capítulo 4. ....	6-12
Figura 6-11 Modelo Digital de Elevación (MDE) del lecho marino alrededor de Gorgona. Nótese el cambio abrupto de pendiente en el costado este de la isla. ....	6-13
Figura 6-12 Batimetría de la zona costera aledaña a Gorgona. El costado este presenta mayores pendientes. El círculo rojo muestra el afloramiento de rocas que se comportan como un dique natural. ....	6-14
Figura 6-13 Perfil acústico (200 kHz) del sector del Estrecho de Tasca. Se observa un múltiplo de la onda de sonido. ....	6-15
Figura 6-14 Fuentes, sumideros y reservorios de arena para el sistema en estudio. La fuente del Estrecho de Tasca está relacionada con los aportes coralinos del sector. ...	6-15
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. ....	7-17
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. ....	7-17
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. ....	7-18
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. ....	7-20
Figura 7-5 Balance sedimentario de playa Palmeras a partir de los perfiles medidos entre octubre de 2010 y agosto de 2011. ....	7-21
Figura 7-6 Promedios semestrales de erosión y depositación de sedimentos para los cinco perfiles de control. ....	7-22
Figura 7-7 Envolventes de máximas variaciones registradas para los perfiles de playa desde octubre de 2010 hasta agosto de 2012. ....	7-23

Figura 7-8 Ubicación de las tres series simuladas, utilizadas para el cálculo del FME del oleaje en playa Palmeras.....	7-24
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.....	7-25
Figura 7-10 Variación de FME del oleaje a escala anual para los tres puntos estudiados. Superior magnitud del FME. Inferior dirección del FME. ....	7-26
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.....	7-27
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).....	7-28
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).....	7-29
Figura 7-14 Variación de FME del oleaje a escala mensual inter-anual para los tres puntos estudiados. Izquierda magnitud del FME. Derecha dirección del FME.....	7-30
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).....	7-31
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).....	7-31
Figura 8-1 Foto del cordón rocoso que emerge en el sur de playa Palmeras. Izquierda en marea alta. Derecha en marea baja.....	8-5

## LISTA DE TABLAS

Tabla 3-1. Generalidades de las cuatro mallas utilizadas. ....	3-9
Tabla 4-2. Composición de las rocas muestreadas en el estudio de Serano (2009) cercanas a playa Palmeras.....	4-5
Tabla 5-3. Probabilidades direccionales para la altura de ola significativa (Hs) del primer semestre en diferentes cuantiles. Datos de la serie GOW en aguas profundas. ....	5-20
Tabla 5-4. Probabilidades direccionales para la altura de ola significativa (Hs) del segundo semestre en diferentes cuantiles. Datos de la serie GOW en aguas profundas. ....	5-21
Tabla 5-5. Resumen de casos asociados a las probabilidades conjuntas direccionales, para cálculo de corrientes por rotura del oleaje. Casos a partir de probabilidad conjunta de la serie GOW en aguas profundas. ....	5-22
Tabla 5-6. Probabilidad conjunta para el régimen medio del oleaje en aguas profundas. ....	5-23
Tabla 6-7. Tamaños de grano medios para cada zona de la playa. E.S: Época seca. E.H: Época húmeda.....	6-4

## RESUMEN

La playa Palmeras está ubicada al sur occidente del Parque Nacional Natural (PNN) Gorgona, una isla rocosa mesomareal de la plataforma continental del Pacífico colombiano. Palmeras es una importante zona de anidación de tres especies de tortugas marinas, la Negra, la Golfina y la Carey, ya que en esta zona no se tiene estrés antropogénico. En los últimos años la erosión costera ha disminuido el ancho de playa, restringiendo las zonas seguras para el desove y la conservación de estas especies. Actualmente no se conocen las tasas y rutas de transporte de sedimentos, así como las fuentes, sumideros y reservorios, y el comportamiento de los forzadores hidrodinámicos del sistema. Esta investigación estudió la variabilidad estacional de la playa, desde octubre de 2010 hasta agosto de 2012, a partir de mediciones periódicas de cinco perfiles de playa distribuidos cada 200 m a lo largo de los 1.2 km de su extensión. Se calcularon los balances de sedimentos depositados y erosionados, y se encontró que la playa perdió  $672 \text{ m}^3/\text{m}$  en el tiempo de los registros, y que además, los procesos erosivos se intensifican durante la época húmeda. Adicionalmente, se definieron las rutas principales para el transporte de sedimentos, a partir de la modelación de las corrientes por rotura del oleaje simuladas en el SMC, para condiciones de marea baja, cuando estas corrientes se intensifican. Y se tuvieron en cuenta las corrientes oceánicas (marea, geostrofia y viento) simuladas para las condiciones del año 2011 en el modelo ELCOM. La variabilidad de largo plazo fue analizada a partir del modelo parabólico de Hsu de equilibrio estático de playas. Fue definido un punto de difracción, que domina la forma en planta general de la playa. En este punto se obtuvo una serie de oleaje de 19 años (1990-2008), a partir de la propagación de la serie GOW (Glove Ocean Waves, proyecto del Instituto de hidráulica de la Universidad de Cantabria) de aguas profundas con el modelo SWAN. Se encontró que las tendencias de largo plazo de la playa responden directamente a la variación en el ángulo de incidencia del oleaje, mostrando aumento en el ancho de la línea de costa para el sector norte, en hasta 14 m, para las condiciones del oleaje del año 2008. Como los sedimentos disponibles son finitos, se concluye que esta tendencia en el avance de la línea de costa implica la pérdida de los sedimentos en otros lugares del sistema, específicamente en el sector sur, como pudo ser demostrado a partir de los perfiles de playa y de las modelaciones de las corrientes por rotura del oleaje.

**Palabras claves:** Isla Gorgona, geomorfología de playas, transporte de sedimentos, modelación hidrodinámica, playas en costas rocosas.

## **ABSTRACT**

Palmeras beach is located at south west of Gorgona Island National Natural Park (NNP), a mesotidal rocky island on the Colombian Pacific continental shelf. It is an important nesting area of three types of marine turtles, with no anthropogenic stress. In last years, coastal erosion has reduced the beach width, restricting the safe areas for nesting and conservation of these species. Until now, the sinks, sources, reservoirs, rates and paths of sediments transport are unknown, as well as, their hydrodynamic forcing. In this study the beach variability, from October 2010 to August 2012, was analyzed based on biweekly or monthly measurements of five beach profiles, distributed every 200 m along the 1.2 km of beach length. The principal paths for sediment transport were defined from modeling of wave currents with the SMC model (Sistema de Modelado Costero), as well as oceanic currents, simulated for dry and wet seasons of 2011 using ELCOM model (Estuary and Lake COmputer Model). The long term variability was analyzed with the beach static equilibrium parabolic model of Hsu. One wave diffraction point was defined, which dominates the general beach plan shape. In that point was obtained a wave time series of 19 years (1990-2008), from propagation of deep water series of the Globe Ocean Waves project (Instituto de Hidráulica de la Universidad de Cantabria) with the SWAN model. The beach had lost 672 m<sup>3</sup>/m in the measuring period, and erosional processes are intensified during the wet season. The long term beach trends responded directly to an incident wave angle change, resulting in an increase up to 14 m in the width northward. This long term accretion trend means the loss of sediments in the beach southward, as could be demonstrated from the beach profiles measurements and the wave breaking currents modeling.

**Keywords:** Gorgona Island, beach geomorphology, sediment transport, hydrodynamic simulation, rocky shoreline beaches.



# Capítulo 1: Generalidades

## 1.1 Antecedentes

La geomorfología de una playa en una costa rocosa es el resultado de numerosas interacciones de procesos naturales y antropogénicos (Adriani & Walsh, 2007). Dentro de los procesos naturales se encuentra la dinámica de los sedimentos, que tiene relación directa con la hidrodinámica de la zona (Calhoun, Fletcher, & Harney, 2002). Estos factores interactúan para dar la forma final a la playa, de tal manera que la respuesta de un litoral a estos procesos combinados se traduce en sus tendencias de largo plazo a la erosión o acreción (Dawson & Smithers, 2010; Komar, 1998).

Son diversas las aproximaciones que se han realizado para el entendimiento de los procesos y cómo estos afectan la dinámica en una playa en una costa rocosa, especialmente en la última década (Naylor, Stephenson, & Trenhaile, 2011). Por ejemplo, Pethick & Crooks (2000) demostraron la diferencia en las respuestas a eventos extremos por parte de costas rocosas y costas arenosas. Las costas arenosas a pesar de que responden de una manera más instantánea a un evento, tienen una capacidad mayor de recuperarse y regresar a su estado anterior; por el contrario, las costas rocosas resisten más ante un evento de este tipo, pero una vez cambian su configuración, generalmente les es imposible recuperarse.

En general, los estudios realizados demuestran que los procesos erosivos son causados principalmente por el oleaje (Kench, Brander, Parnell, & McLean, 2006; Adriani & Walsh, 2007; Llanes, y otros, 2009) incluso en playas que son dominadas por la marea (Dehouck, Dupuis, & Sénéchal, 2009); sin embargo, como lo confirman Dehouck, Dupuis, & Sénéchal (2009) y Naylor, Stephenson, & Trenhaile (2011) la respuesta de una playa en una costa rocosa a las diversas combinaciones posibles de condiciones hidrodinámicas ha sido muy poco estudiada. Dentro de esta línea se reconoce el trabajo realizado por

Dehouck, Dupuis, & Sénéchal (2009) quienes demostraron la existencia de un gradiente transversal a la costa de la magnitud de las corrientes por marea, siendo relativamente fuerte costa afuera pero insignificante sobre la playa. Igualmente, encuentran una relación entre las ondas infragravitatorias y la formación de una barra de arena intermareal y el desarrollo de cúspides de playa (más no de su iniciación) en cuatro playas de islas rocosas macromareales de Francia.

Una línea de investigación que se encuentra bastante subdesarrollada es el modelado de playas en costas rocosas. Su importancia radica en que permite comprender mejor la evolución a largo plazo de estos sistemas (Naylor, Stephenson, & Trenhaile, 2011) que sin lugar a duda, representa una de las áreas de investigación más complejas de la geomorfología costera, ya que el estudio a largo plazo implica el entendimiento y acoplamiento de los procesos de corta duración y larga duración (Stephenson & Brander, 2003; Schwarzer, Diesing, Larson, Niedermeyer, Schumacher, & Furmanczyk, 2003).

En esta línea se destaca el trabajo de Trenhaile (2000) quien propuso un modelo de erosión debida al oleaje que ha sido usado para estudiar el desarrollo de plataformas costeras, plataformas continentales e insulares y terrazas marinas, y en una forma modificada para considerar el efecto adicional de la erosión de la playa (Naylor, Stephenson, & Trenhaile, 2011). Otros trabajos importantes en el modelado de playas se han desarrollado en el GIOC (Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas) de la Universidad de Cantabria. Este grupo desarrolló el SMC (Sistema de Modelado Costero) que está compuesto de varios módulos que permiten analizar la evolución del litoral desde el corto plazo hasta el largo plazo, para el perfil (2DV) y planta (2DH) de la playa (González, Medina, Gonzalez-Ondina, Osorio, Méndez, & García, 2007). Este paquete de herramientas es comúnmente utilizado en actividades de ingeniería de restauración de playas.

La proveniencia de los sedimentos y el balance entre biogénicos e insulares (terrígenos) de una playa es una herramienta para evaluar las tasas tanto de acreción como de erosión y las razones por las cuales se están dando (Komar, 1998). En su estudio reciente, Calhoun, Fletcher, & Harney (2002) realizaron un balance de sedimentos de estos tipos, encontrando que el volumen de material disponible en la playa era  $33.7 \pm 11.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ , de los cuales aproximadamente el 70% pertenecía a material carbonatado.

En Colombia han sido pocos los estudios realizados que abarcan los ámbitos hidrodinámicos, sedimentológicos y morfodinámicos aplicados a playas; y ningún estudio publicado hasta el momento ha modelado la morfodinámica resultante en diversas escalas de tiempo. En la literatura se encuentran investigaciones como las de Rangel-Buitrago & Posada-Posada (2005) y Correa & Vernette (2004) que se centraron en el análisis exhaustivo de la geomorfología y procesos erosivos de distintos sectores del Caribe colombiano, utilizando perfiles batimétricos y de playa, fotografías aéreas y muestras de sedimentos de playa, zona submareal y plataforma somera como fue el caso de (Rangel-Buitrago & Posada-Posada, 2005), pero sus enfoques no detallan la hidrodinámica ni la morfodinámica resultante. En el trabajo realizado por Moreno & Arrieta (2012) se analizan las tasas de retroceso de la línea de costa en la isla de Tierra Bomba, Cartagena de Indias, basados en imágenes aéreas, perfiles de playa y líneas de costa topográficas, en este estudio se tuvo en cuenta la evolución del oleaje utilizando modelación numérica.

La interacción entre los procesos hidrodinámicos y sedimentarios en diferentes escalas de tiempo ha sido bien desarrollada en Colombia para los sistemas deltaicos, tanto del Caribe como del Pacífico, y en algunos estudios se ha incluido la modelación morfodinámica (Restrepo & Kjerfve, 2002; Restrepo & López, 2008; Álvarez-Silva, Gómez-Giraldo & Toro, 2010) sin embargo estas metodologías integradoras apenas están siendo aplicadas a la dinámica litoral de las playas.

## **1.2 Planteamiento del problema y justificación**

La Isla Gorgona en el Pacífico Colombiano, es uno de los sitios más importantes para el desove de las tortugas Negra, Golfina y Carey (Rueda-Almonacid, 2007). La Playa Palmeras ubicada en el extremo sur occidental y con una extensión de aproximadamente 1200 metros, es el lugar donde se encuentra el mayor número de nidos en la isla. Desde el 2004 los funcionarios de Parques Nacionales Naturales (PNN) y del Centro de Investigación para el Manejo Ambiental y el Desarrollo (CIMAD) encargados de monitorear las zonas de desove, han reportado el aumento en la erosión y en la cota de inundación en playa Palmeras, lo que ha ocasionado que los huevos dejados en los nidos de manera natural, sean arrastrados por el agua, poniendo en riesgo la conservación de

estas especies. Por esta razón Conservación Internacional y el Fondo para la Acción Ambiental y la Niñez, han patrocinado el proyecto “*Estudio Hidrodinámico y Geomorfológico de Playa Palmeras, PNN Gorgona*”, en el cual se enmarca este trabajo de investigación.

Dadas las características geológicas de la isla Gorgona, la zona de estudio es una playa en costa rocosa, además su ubicación geográfica en el Pacífico colombiano la caracteriza como macromareal. La importancia de distinguir entre una costa rocosa y una costa arenosa, se debe a la vulnerabilidad implícita que poseen a los cambios climáticos y eventos extremos (Pethick & Crooks, 2000).

Los procesos hidrodinámicos son los encargados de moldear las playas, pues finalmente de ellos depende el transporte de los sedimentos. Para identificar las razones del retroceso de la playa Palmeras, es necesario conocer la dinámica de los procesos que interactúan en esta, que incluyen los hidrodinámicos y los morfodinámicos, en escala de tiempo estacional e inter-anual. Dentro de los procesos hidrodinámicos se encuentran el oleaje, la marea y las corrientes. Por su parte, los procesos morfodinámicos se refieren a la evolución de la playa, dadas ciertas condiciones hidrodinámicas. Los procesos morfodinámicos van en estrecha relación con las características de los sedimentos, las fuentes, sumideros y reservorios.

Por tanto, conocer la respuesta morfodinámica, su tendencia a largo plazo y las fuentes, sumideros y reservorios principales de los sedimentos en playa Palmeras, llevará al entendimiento de la evolución del sistema y encontrar las soluciones de manejo en pro de la conservación de las especies de tortugas marinas que desovan en la zona, además de contribuir al entendimiento de la interacción entre los procesos hidrodinámicos y sedimentarios que ocurren en una playa de una isla rocosa macromareal.

## **1.3 Objetivos**

### **1.1.1 Objetivo General**

Comprender la interacción entre los procesos hidrodinámicos y sedimentarios que ocurren en una playa de una isla rocosa macromareal y su respuesta morfológica.

### **1.1.2 Objetivos Específicos**

- Analizar el transporte de sedimentos debido al esfuerzo del oleaje, mareas y corrientes que se lleva a cabo en una playa de una isla rocosa macromareal (caso playa Palmeras, isla Gorgona).
- Definir la tendencia media del nivel del mar en el pasado en la isla Gorgona.
- Identificar la proveniencia de los sedimentos encontrados en playa Palmeras, Isla Gorgona.
- Relacionar la geomorfología de la playa con los parámetros físicos y sedimentológicos estudiados.
- Discutir los resultados en el contexto de las playas de islas rocosas macromareales.

### **1.4 Hipótesis**

La respuesta geomorfológica de una playa en una isla rocosa macromareal depende de las características de los aportes sedimentarios (biogénicos e insulares o terrígenos) y de las condiciones hidrodinámicas presentes, principalmente los cambios del nivel del mar y la acción del oleaje en los eventos extremos. La importancia relativa de cada uno de los factores que inciden en la morfología dependerá de las condiciones oceánicas, climáticas y de las fuentes disponibles de sedimentos, que variarán en función de la estacionalidad típica para cada localidad.

## Capítulo 2: Marco Teórico

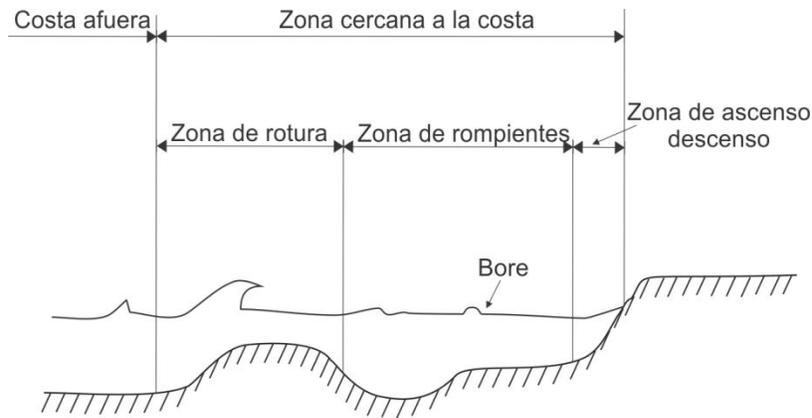
### 2.1 Hidrodinámica de playas

Los procesos hidrodinámicos que más afectan la disposición de los sedimentos en las playas son las corrientes, que relacionan diversos forzadores y que varían en diferentes escalas espaciales y temporales. En la Ec. 2-1 se muestra la corriente total  $u$  como la suma de otras corrientes (Smith, 2003).

$$u = u_w + u_t + u_a + u_o + u_i \quad \text{Ec. 2 - 1}$$

Donde  $u_w$  es la corriente constante debida a la rotura del oleaje,  $u_t$  es la corriente de marea,  $u_a$  es la corriente impulsada por el viento, y  $u_o$  y  $u_i$  son los flujos oscilatorios debidos al oleaje generado por el viento y a las ondas infragravitatorias respectivamente. La magnitud de la corriente total ( $u$ ) varía en sentido perpendicular a costa, pues como lo demostraron Dehouck, Dupuis, & Sénéchal (2009) las corrientes por marea poseen un gradiente transversal a la playa, haciéndose casi cero a medida que se acerca a la cara de la playa. Por el contrario, las corrientes debidas a la rotura del oleaje se intensifican justo sobre la playa, cuando las profundidades son aproximadamente iguales a la altura del oleaje incidente (Smith, 2003) y en marea baja (Dehouck, Dupuis, & Sénéchal, 2009; Dashtgard et al, 2010).

La zona de rompientes (0), que se define desde el lugar donde inicia la rotura del oleaje hasta el límite de ascenso sobre la playa, es el sector costero más dinámico, con transporte de sedimentos y cambios en la batimetría debidos al proceso de rotura y las corrientes inducidas (Smith, 2003; Falqués et al., 2008).



**Figura 2-1 Definiciones de la hidrodinámica en el perfil. Modificado de Vidal et al., 1995.**

La dirección y magnitud de las corrientes por rotura del oleaje dependen directamente del ángulo de incidencia y de los gradientes de altura de ola, generando en algunas ocasiones sistemas circulatorios de corrientes longitudinales que alimentan corrientes de retorno (*rip currents*). En la 0 se muestran las variaciones en los patrones de circulación según el ángulo de incidencia del oleaje. En el primer ejemplo (0 A), el ángulo de incidencia es muy grande, generando corrientes longitudinales muy intensas. En la 0 B el oleaje incide normal a la costa y los *rip currents* que se forman son debidos al gradiente de altura de ola. Estos sistemas son formados por corrientes longitudinales que alimentan corrientes transversales, que fluyen a través del cuello del *rip* mar adentro. Finalmente, para ángulos de incidencia pequeños (0 C) se tienen corrientes longitudinales energéticas que alimentan *rip currents* oblicuos, en dirección opuesta a la de arriba del oleaje (Smith, 2003).

Las corrientes longitudinales pueden ser formadas por oleaje o por viento y fluyen paralelas a la costa (Falqués et al., 2008). Son más fuertes en la zona de rompientes y decaen rápidamente desde la zona de rotura hacia el mar, pero son prácticamente constantes en la profundidad (Ribas et al., 2011). Estas corrientes son generadas por gradientes en el tensor de radiación debido al decaimiento de las olas que inciden oblicuamente y por el componente longitudinal del viento. Las magnitudes típicas de las velocidades de las corrientes longitudinales son cercanos a 0.3 m/s (CEM, 2006).

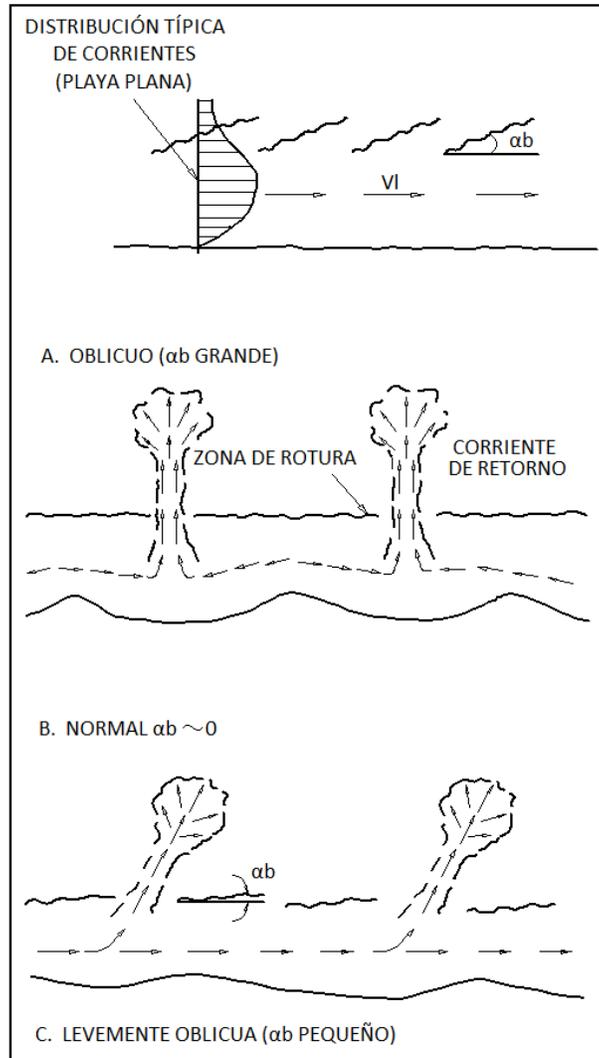


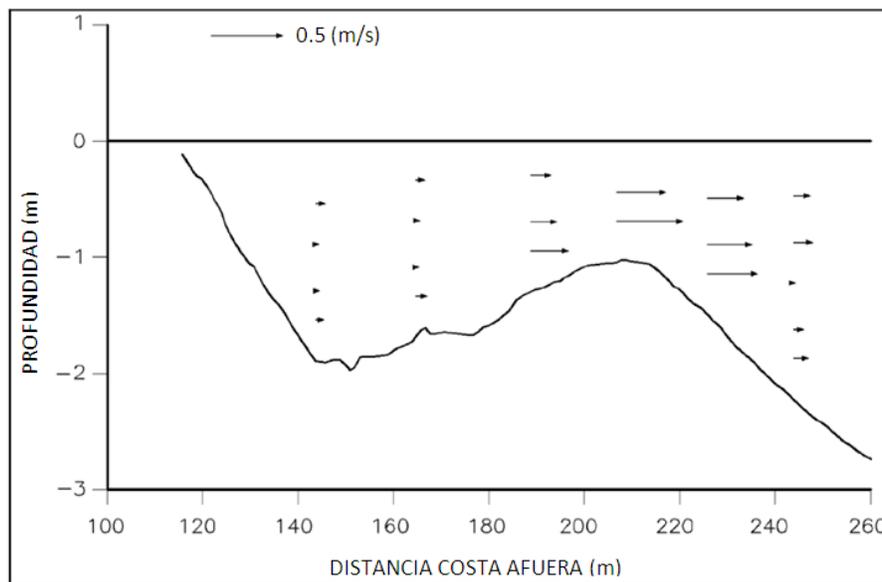
Figura 2-2 Patrones de circulación cercanos a la costa debido al oleaje. Tomado y modificado de Smith (2003).

La hidrodinámica es esencial para entender la proveniencia de los sedimentos disponibles en una playa, especialmente en las ubicadas en islas rocosas, donde los sedimentos pueden ser escasos y la batimetría es altamente variable. Con el fin de determinar correctamente las fuentes y los mecanismos de transporte de sedimentos, es necesario entender la relación entre la batimetría, la geología, la distribución del sedimento (en la plataforma y cerca de la costa) y la hidrodinámica (Storlazzia & Field, 2000; Calhoun, Fletcher, & Harney, 2002; Dehouck, Dupuis, & Sénéchal, 2009).

Como se verá más adelante en el apartado de morfodinámica, las playas tienen variaciones morfológicas en planta y en perfil, que permiten según la situación particular, caracterizarlas en dos dimensiones (para el caso de perfil disipativo y perfil reflejante). La

hidrodinámica de una playa bidimensional se refiere a la variación en los patrones de circulación que afectan la forma del perfil. Estas playas se caracterizan por la uniformidad de su sistema circulatorio longitudinal, permitiendo diferenciarlo del sistema de circulación transversal (Vidal et al., 1995).

La corriente transversal es la encargada de darle forma al perfil de la playa (Komar, 1998; Vidal et al., 1995) y por el contrario a la corriente longitudinal, no es constante en la profundidad (CEM, 2006), como puede observarse en la 0. El transporte de masa transversal a la playa debido al oleaje, se concentra entre el seno y la cresta de la ola. El transporte por encima del seno es balanceado en gran parte por un flujo inverso o de resaca (*undertow*) por debajo del seno (CEM, 2006).



**Figura 2-3 Mediciones en campo (Duck, Carolina del Norte, Octubre 1990) de la corriente transversal en un perfil con una barra asociada. Modificado de CEM (2006).**

La marea es el principal modulador sobre la dinámica del oleaje en una playa mesomareal (rango mareal entre 2 m y 4 m según Davies, 1984), pues determina que sector de la playa estará sometido sus esfuerzos dependiendo del nivel del mar en marea alta, media o baja, ocasionando diferentes implicaciones en la morfodinámica de la playa que se discutirán más adelante.

En la actualidad han sido diversos los estudios sobre hidrodinámica de playas (Huges, Masselink & Brander, 1997 trabajaron con las velocidades del flujo y el transporte de sedimentos en la zona de ascenso-descenso; Falqués et al. (2008) implementaron

modelos hidrodinámicos y morfodinámicos para describir el comportamiento de las barras rítmicas en la zona de *surf*, Ribas et al. (2011) modelaron altura de ola y corrientes longitudinales incluyendo el efecto del viento y la marea, y evaluaron la formación de barras longitudinales). En esta línea se destaca el trabajo de Dehouck, Dupuis, & Sénéchal (2009) que incluye el análisis del oleaje, las corrientes y la respuesta morfodinámica de cuatro playas macromareales en una isla rocosa de Francia. Ellos encontraron que la hidrodinámica en la zona intermareal está dominada por el oleaje, a pesar de ser playas macromareales. Igualmente, encontraron relación entre la formación de cúspides de playa y la presencia de ondas infragravitarias.

Las ondas infragravitarias han sido tema de estudio de numerosas investigaciones (Özkan- Haller et al. 2001; Holman et al., 2006 y Turner et al., 2007), pues a ellas se atribuyen la formación de barras, cúspides, canales de retorno y barras crecientes, gracias a la resonancia que sufren las ondas en los salientes de las playas de islas rocosas.

Ivamy y Kench (2006) realizaron mediciones de la transformación de la energía del oleaje, cantidad de sedimento transportado y evolución del perfil de playa en condiciones de baja energía del oleaje, para una playa mixta arena-grava en Nueva Zelanda. Los resultados más importantes incluyen el efecto de la modulación de la marea en los procesos del oleaje. Cuando el oleaje incidente es poco energético, la variación de la marea estimula el retrabajamiento de los sedimentos, y el flujo de estos se dirige hacia la playa, promoviendo la acreción. También encontraron que el flujo de sedimentos puede ser significativo aún en condiciones de baja y moderada energía del oleaje.

## **2.2 Morfodinámica y geomorfología de playas**

La morfodinámica de playas consiste en el estudio de la respuesta de los sedimentos y la morfología a los esfuerzos realizados por el movimiento del agua del océano. La física del movimiento de los sedimentos por el agua no está bien entendida hasta el momento, por lo que existen gran número de aproximaciones que pretenden predecir el transporte (King & Galvin, 2002; Bayram et al., 2001).

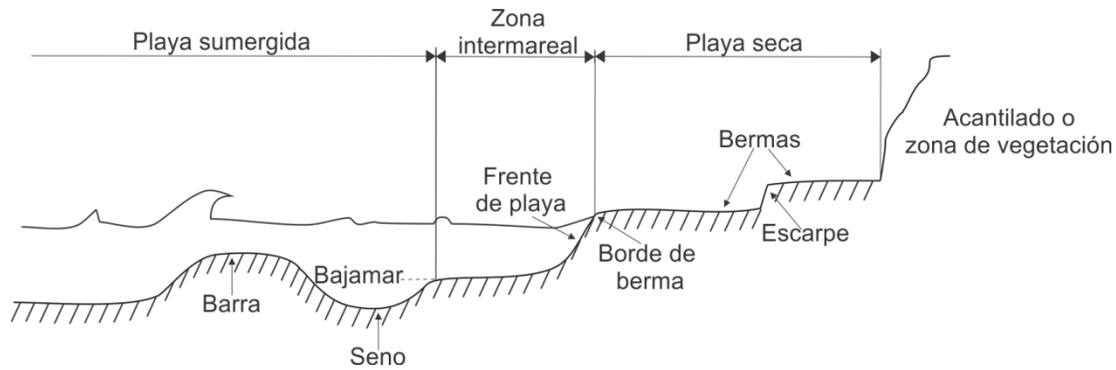
Actualmente se encuentra en desarrollo el estudio de la dinámica en la zona de rompientes, especialmente la interacción flujo-sedimento, cuya solución en los modelos de transporte se establece suponiendo diversas simplificaciones (Bayram et al., 2001).

La geomorfología particular de las playas se analiza desde la variación morfológica del perfil y de la planta (en tres dimensiones), cada uno con formas características distintas. Sin embargo, existen playas con cambios longitudinales muy pequeños, lo que permite su estudio en dos dimensiones, pudiendo ser descritas por las características del perfil (Vidal et al., 1995).

Los modelos de evolución morfodinámica de playas tienen en cuenta la carrera de marea. Wright & Short (1984) propusieron seis estados morfodinámicos en su modelo para playas micromareales (carrera de marea inferior a 2 metros). Estos no pueden ser aplicados directamente a playas macro y mesomareales, de las cuales se tiene menos información (Vidal et al., 1995). Masselink & Short (1993) finalmente presentan un modelo conceptual para playas meso y macromareales, incluyendo el concepto de carrera de marea relativa (CMR). A continuación se presentan unos conceptos previos sobre el perfil de playa, para continuar con la explicación detallada del modelo de Masselink & Short (1993).

### **2.2.1 El perfil de playa**

En la 0 se muestran las principales formas asociadas al perfil de playa. Este se puede dividir según el nivel del mar en: *playa seca*, entre el límite de tierra de la playa y el inicio de frente de playa, hasta donde llega el nivel medio alto del mar; *playa húmeda* o *zona intermareal*, comprendida entre la parte exterior de la berma y el límite de descenso del oleaje en bajamar y *playa sumergida*, que incluye el límite de descenso del oleaje en bajamar y el límite exterior del perfil (en la profundidad de cierre).



**Figura 2-4 Elementos principales del perfil de playa. Modificado de G.I.O.C (2002).**

La berma está definida como la zona semi-horizontal de la playa seca, formada por la depositación del sedimento gracias a la acción del oleaje, delimitada por un escalón vertical. Una playa puede tener dos bermas, una de invierno y una de verano. Otra geoforma característica de los perfiles de playa es la barra (o barras) longitudinal (es), representada por la acumulación de sedimentos casi paralela a la línea de costa. Finalmente, el seno de la barra, que es una depresión en el perfil de la playa, paralela a la línea de costa que se produce siempre en el interior de la barra.

Las geoformas anteriores tienen variaciones entre una playa y otra, debido a la dinámica marina, creando el concepto de estados morfodinámicos. Los cambios más importantes suceden con los desplazamientos de las barras y el avance o retroceso de la berma. Sin embargo, en el largo plazo la playa tenderá a mostrar un estado modal o más frecuente, alrededor del cual presentará cambios, en respuesta a la variabilidad de la hidrodinámica, especialmente del oleaje (Vidal et al., 1995).

El modelo de Masselink & Short (1993) asume que la morfodinámica de la playa es función de dos variables adimensionales, la caída adimensional del grano ( $\Omega$ , Ec. 2-2) y la Carrera de Marea Relativa (CMR, Ec. 2-3).

$$\Omega = \frac{H_{sb}}{\omega_s T_p} \text{ Ec. 2 - 2}$$

$$CMR = \frac{CM}{H_{sb}} \text{ Ec. 2 - 3}$$

Donde  $H_{sb}$  es la altura de ola significativa en rotura,  $\omega_s$  es la velocidad de caída del sedimento asociada al diámetro medio,  $T_p$  es el periodo pico del oleaje y  $CM$  es la carrera de marea.

Existen dos estados morfodinámicos extremos, que permiten estudiar las playas en dos dimensiones (solamente con el perfil), estos son el perfil disipativo y el reflejante (Figura 2-5). El perfil disipativo es característico de playas con arena fina y altos niveles energéticos. Este tipo de perfiles no tiene formas asociadas, por ejemplo, no existen bermas que delimiten la zona seca de la playa. La zona sumergida puede tener varias barras longitudinales, con senos y crestas poco marcados. Estas playas disipan gradualmente la energía del oleaje y poseen una amplia zona de rompientes (Short, 1991). Dentro de este grupo se encuentran las playas disipativas con barras y sin barras. Por otro lado, el perfil reflejante está asociado a playas de arenas medias a gruesas, con bajos niveles de energía. En este caso, la berma marca claramente el límite de zona seca. Pueden apreciarse antiguas bermas y escarpes sobre la zona seca, correspondientes a momentos más energéticos. Son típicas las cúspides de playa (*beach cusps*) que son geformas en planta que se discutirán más adelante. En este grupo de playas se encuentran las de terraza de bajamar con corrientes de retorno y las de terraza de bajar.

En una playa macromareal de perfil reflejante, luego del frente de playa inicia una plataforma de bajamar, de pendiente suave, que se inunda en marea baja por el afloramiento freático del frente de playa. En la playa sumergida no se presentan barras (Short, 1991; Masselink y Short, 1993).

Entre los estados morfodinámicos extremos (disipativo y reflejante) se presentan diversos estados intermedios (Masselink y Short, 1993), cuya caracterización debe realizarse en tres dimensiones, y la morfodinámica depende en gran medida de los sistemas circulatorios que se establecen en la playa. En este grupo se incluyen las playas con barras y las playas con barra de bajamar y corriente de retorno. Este tipo de estados intermedios es típico de zonas con grandes variaciones estacionales en la energía del oleaje, como por ejemplo en las latitudes altas, donde se puede hablar de *perfil de invierno* y *perfil de verano*, según se aproxime al perfil disipativo o al perfil reflejante respectivamente.

En la 0 se muestran las características más importantes del perfil de playa en estado intermedio con barra longitudinal y barra con corriente de retorno. Tiene asociada al menos una barra longitudinal y el perfil es asimétrico, con dos pendientes diferentes antes y después de la barra, siendo este último trayecto donde ocurre la rotura del oleaje. Pueden presentarse algunas cúspides de playa gracias a las ondas de borde

subarmónicas (Dehouck, Dupuis, & Sénéchal, 2009), sin embargo la variabilidad longitudinal de la playa es mínima.

El último estado que se presenta en playas con carrera de marea considerable es el ultradisipativo (Figura 2-5). Estas playas no tienen formas longitudinales y el perfil es uniformemente cóncavo, sin barras ni senos (Masselink y Short, 1993).

Las variaciones en el ciclo de la carrera de marea pueden implicar la formación de una pequeña berma en la parte superior de la zona de barrido, durante las mareas muertas, que posteriormente desaparece en mareas vivas. Sin embargo, los cambios del perfil de playa no responden significativamente al ciclo vivas-muertas, sino más bien a un rango de marea medio que usualmente se toma como la carrera de marea viva media anual (Vidal et al., 1995).

En este orden de ideas, la evolución de una playa se da principalmente por la variabilidad del oleaje, y la carrera de marea sólo contribuye con el retardo de los procesos de transporte de sedimentos (pues la acción del oleaje se distribuye en una amplia zona del perfil a lo largo del día, disminuyendo la velocidad del cambio en la morfología de la playa) y con el cambio de estado morfodinámico de la playa (Vidal et al., 1995).

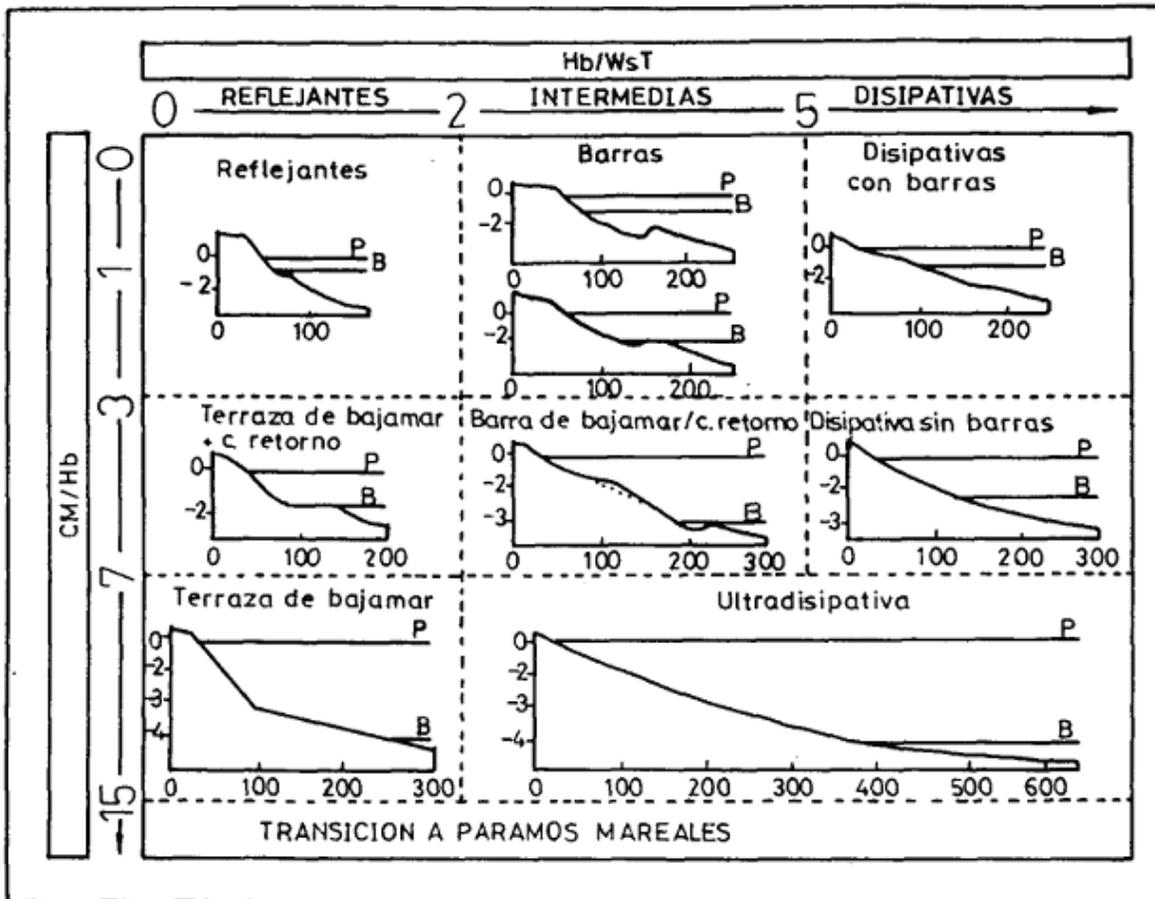


Figura 2-5 Estados morfodinámicos para playas con marea y sin marea, según Masselink & Short (1993).

## 2.2.2 La planta de la playa

La geomorfología de una playa debe tener en cuenta la descripción de la forma en planta además de la forma del perfil. La forma en planta puede describirse a partir de las escalas de las geoformas que se presentan, de pequeña, media y gran escala.

Las formas de pequeña escala son producto de la dinámica de procesos que ocurren entre segundos y minutos, y escalas espaciales entre decímetros y metros. Estas también son conocidas como formas del lecho, entre las que se encuentran los rizos (*ripples*), las dunas y las antidunas.

Las geoformas de media escala son aquellas que tienen dimensiones del orden de decena y centena de metros, y variaciones temporales entre horas y un año. Las geoformas en planta de media escala aparecen en los estados morfodinámicos

intermedios, entre disipativo y reflejante. Entre estas formas se encuentran las cúspides, megacúspides, barras transversales, barras rítmicas y canales de retorno.

La forma en planta de las playas también puede ser analizada en términos del estado de equilibrio que presentan, equilibrio estático, equilibrio dinámico o inestables (Silvester y Hsu, 1993, 1997; Hsu et al., 2000). El equilibrio estático se alcanza cuando todas las olas rompen simultáneamente alrededor de toda la playa, haciendo cero las corrientes de deriva. Por lo tanto, la playa es estable en el largo plazo sin erosión y/o acreción, excepto en eventos de tormenta. Las playas en equilibrio dinámico necesitan del balance de sedimentos para conservar la forma en planta y la línea de costa en su posición habitual. Algunas veces la línea de costa de estas playas puede retroceder debido a una reducción en los aportes (por ejemplo de ríos o de deriva), hasta llegar al límite del equilibrio (Raabe et al., 2010).

La importancia de conocer las características de estas playas radica en que pueden ser diseñadas para fines de protección costera, puertos y planes de conservación (algunos ejemplos pueden encontrarse en Hardaway & Gunn, 2010 y Raabe et al., 2010). Para esto, se han propuesto diferentes modelos basados en la teoría del equilibrio, que predicen el comportamiento de la línea de costa, entre ellos se destacan el parabólico (Hsu and Evans, 1989), la espiral logarítmica (Yasso, 1965; Silvester & Ho, 1972) y la tangente hiperbólica (Moreno & Kraus, 1999); siendo el modelo parabólico el más usado (CERC, 2002).

## **2.3 Modelación morfodinámica de playas**

La modelación morfodinámica de playas involucra procesos físicos complejos, en gran variedad de escalas, que no pueden ser descritos únicamente en términos matemáticos. En el campo de la modelación se utilizan aproximaciones deterministas (a partir de leyes físicas conocidas) o empíricas (utilizando mediciones de laboratorio y trabajo de campo). Además de la complejidad de los fenómenos, la tridimensionalidad es otra de las dificultades principales que se encuentran en el estudio de la evolución de las playas (Requejo, 2005).

Actualmente no existen modelos que puedan ser utilizados para el estudio morfodinámico en todas las escalas de tiempo y por lo tanto, que puedan involucrar cualquier proceso

físico. Por esta razón, se han desarrollado diferentes modelos que tienen un campo de acción particular, que se clasifican según tipologías diversas, por ejemplo: modelos numéricos o soluciones analíticas (en función del método de resolución), modelos de perfil o de planta (según la dirección espacial que analizan), modelos de corto, medio o largo plazo (según la escala temporal) y finalmente, modelos de bucle abierto y bucle cerrado (según resuelvan la tendencia al equilibrio o los procesos físicos de pequeña escala) (Requejo, 2005; Vidal et al., 1995).

En la 0 se muestra el esquema de clasificación de los modelos morfodinámicos. Cada uno de estos se describe a continuación.

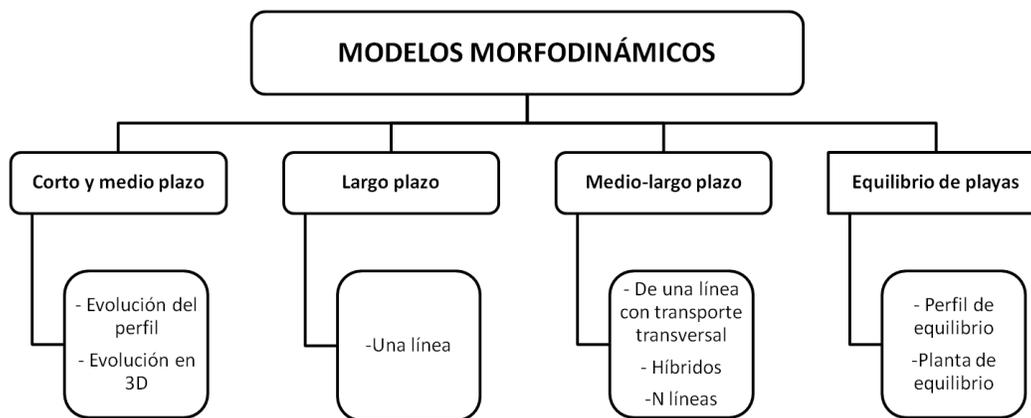


Figura 2-6 Clasificación de los modelos morfodinámicos.

### 2.3.1 Modelos de evolución en el corto y medio plazo

Dentro de esta clasificación se encuentran los modelos de perfil y los modelos en 3D.

Los modelos de *evolución del perfil* tienen como objetivo predecir el comportamiento de un perfil de playa en escalas temporales cortas, por ejemplo durante la acción de tormentas. Estos modelos no son apropiados para análisis en escalas de tiempo superiores a algunos días, pues se desestabilizan y generan soluciones irreales.

Estos modelos también se pueden clasificar en bucle abierto, que modelan los procesos físicos de pequeña escala, por ejemplo el PETRA 2.0 (GIOG, 2001a), y en bucle cerrado, que están basados en una formulación de equilibrio, por ejemplo el PEQUE (García, 2000), todos despreciando las variaciones en el transporte longitudinal.

Los modelos de *evolución tridimensionales* calculan la hidrodinámica y las variaciones asociadas en la morfodinámica de la playa en un dominio completamente 3D. Actualmente, estos modelos son utilizados para calcular cambios locales y en el corto plazo en la topografía de una playa, pues se desestabilizan fácilmente, además de que conllevan grandes costos computacionales. Adicionalmente, debido a la gran cantidad de parámetros de entrada necesarios, se debe realizar un extenso análisis de sensibilidad previo a aceptar su validez en un caso particular (Requejo, 2005).

Una variación de estos modelos son los Quasi-3D (Briand & Kamphuis, 1990; Roelvink et al., 1994), en los que se acopla un modelo vertical de dos dimensiones (2DV) con un modelo horizontal de dos dimensiones (2DH). Un ejemplo de modelo 2DH (con ecuaciones promediadas en la vertical) es el MOPLA 2.0 (GIOC, 2001b) y el TELEMAC (Péchon & Teisson, 1996).

A pesar de que estos modelos son sofisticados y requieren tiempos de cálculo relativamente extensos, involucran coeficientes empíricos relacionados con la fricción en el fondo, la mezcla turbulenta y el transporte de sedimentos, que no son muy conocidos. Estos modelos no deben ser utilizados para el largo plazo, pues pequeñas imprecisiones locales se amplifican (Requejo, 2005).

### **2.3.2 Modelos de evolución en el largo plazo (modelos de una línea)**

Los modelos de evolución en el largo plazo, entre años y décadas, pretenden estudiar el comportamiento de la planta de las playas. Los modelos de una línea (introducidos por Pelnard-Considère, 1956) o de línea de costa son los más conocidos y se han implementado en los últimos años porque permiten simplificar el problema, necesitando menos tiempo de cálculo para obtener buenos resultados. La restricción actual para estos modelos es que no pueden ser utilizados en escalas temporales pequeñas, pues se necesita tener en cuenta la variabilidad del perfil de playa.

Estos modelos representan las variaciones longitudinales del transporte de sedimentos, a lo largo de la costa en el tiempo. La suposición general es que el perfil de playa no cambia de forma y sólo se traslada paralelamente a sí mismo hasta la profundidad de

cierre (0). Algunos ejemplos de estos modelos son el GENESIS (Hanson y Kraus, 1989) y el ONELINE (Kamphuis, 1993).

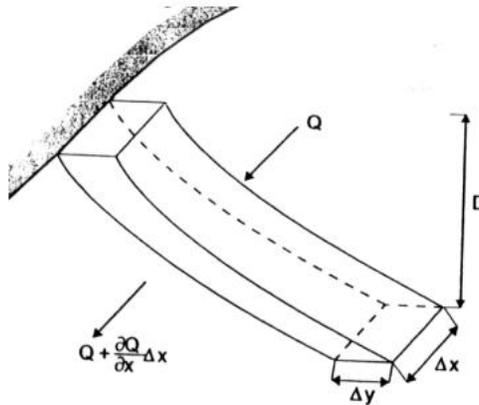


Figura 2-7 Representación esquemática de una playa con un modelo de una línea. Tomada de Larson et al. (1997).

### 2.3.3 Modelos de evolución que intentan ser aplicables en el medio-largo plazo

Dada la restricción espacial y temporal de los modelos de una línea, se han desarrollado diversos modelos que involucran la variabilidad del perfil de playa, y se han clasificado en tres grupos: modelos de una línea con término de transporte transversal de sedimentos, modelos híbridos y modelos de N líneas.

Los *modelos de una línea con término de transporte transversal de sedimentos* fueron planteados inicialmente por Dabees y Kamphuis (1997), al introducir el transporte transversal de sedimentos en el modelo de una línea ONELINE. Posteriormente, Hanson y Larson (1998) incorporan las variaciones estacionales de la línea de costa en un modelo de una línea. Este tipo de aproximaciones implican establecer el transporte transversal como una condición de contorno, sin tener en cuenta los cambios del perfil, por la redistribución del sedimento.

Los *modelos híbridos* acoplan un modelo de una línea con uno de evolución del perfil de playa (Requejo, 2005). Han existido diversas aproximaciones a este tipo de modelos, entre las que se encuentra el 3DBEACH, el cual acopla el GENESIS (modelo de una línea) con el SBEACH (modelo de evolución del perfil, Larson y Kraus, 1989). En este caso el transporte longitudinal y el transversal son analizados de manera independiente.

Otros ejemplos de este tipo de modelos son el 3D-SHORE (Shimizu et al., 1996) y el LITPACK (DHI, 2001).

Finalmente, los *modelos de N líneas* surgen con el fin de incorporar la variabilidad del perfil de playa en los modelos de una línea, queriendo extender la aplicación de estos últimos en el medio plazo.

En este tipo de modelos se analiza la variación de la línea de costa y de N contornos, entre los que se crea una conexión a través de un intercambio transversal de sedimentos (0). A pesar de que estos modelos intentan resolver el comportamiento 3D de la playa, tienen diferentes hipótesis simplificadoras que restringen la forma del perfil. Un ejemplo de estos modelos es el NLINE desarrollado por Dabees y Kamphuis (2000) y el INLINE implementado por Hanson y Larson (2000).

Los modelos de N líneas en teoría pueden aplicarse en problemas con escalas temporales de meses a décadas y con escalas espaciales de cientos de metros a cientos de kilómetros, dejando clara la necesidad de mayor tiempo de cómputo que en el caso de los modelos de una línea. La restricción más importante que se debe tener en cuenta en este tipo de modelos, es que las expresiones para calcular el transporte transversal de sedimentos aun no son fiables cuantitativamente y por lo tanto, estos modelos no son comunes en aplicaciones ingenieriles (Requejo, 2005).

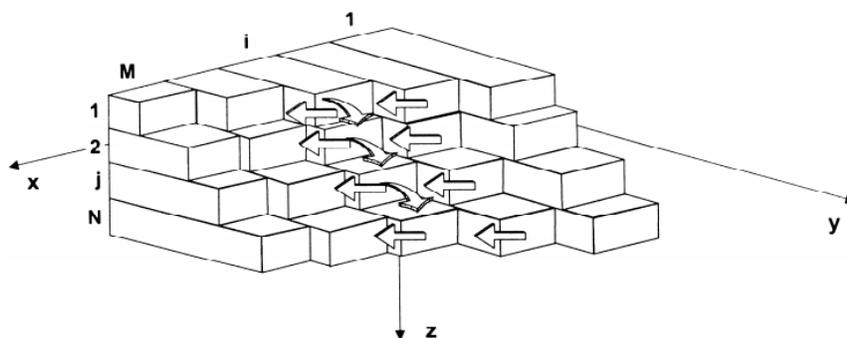


Figura 2-8 Representación esquemática de una playa con un modelo de N líneas. Tomada de Larson et al. (1997).

### 2.3.4 Modelos de equilibrio de playas

Estos modelos pretenden predecir la forma media o de equilibrio de una playa, como respuesta a un determinado clima marítimo y se aplican en grandes escalas espaciales y

largo plazo. Se clasifican en modelos de planta de equilibrio y perfil de equilibrio (González & Medina, 2001; González, Medina & Lozada, 2010; Raabe et al., 2010).

En este tipo de aproximaciones se hace indispensable conocer la teoría de equilibrio de playas encajadas (*headland-bay beaches*), que puede ser estático, dinámico o inestable (Silvester & Hsu, 1993, 1997; Hsu et al., 2000). El equilibrio estático se alcanza cuando todas las olas rompen simultáneamente alrededor de toda la playa, haciendo cero las corrientes de deriva. Por lo tanto, la playa es estable en el largo plazo sin erosión y/o acreción, excepto en eventos de tormenta. Las playas en equilibrio dinámico necesitan del balance de sedimentos para conservar la forma en planta y la línea de costa en su posición habitual (Raabe et al., 2010).

Debido a que las playas en equilibrio estático son las geoformas más estables, que no requieren suministro de sedimentos, alrededor del mundo son diseñadas para estabilizar líneas de costa (Silvester & Hsu, 1993, 1997; Hsu et al., 2000).

Los *modelos de equilibrio de planta* describen la forma en planta de la línea de costa en función de las condiciones medias del oleaje. Existen diversos modelos empíricos para este tipo de análisis, entre los que se encuentran el parabólico (Hsu & Evans, 1989), la espiral logarítmica (Yasso, 1965; Silvester & Ho, 1972) y la tangente hiperbólica (Moreno & Kraus, 1999), siendo el modelo parabólico el más usado (CERC, 2002).

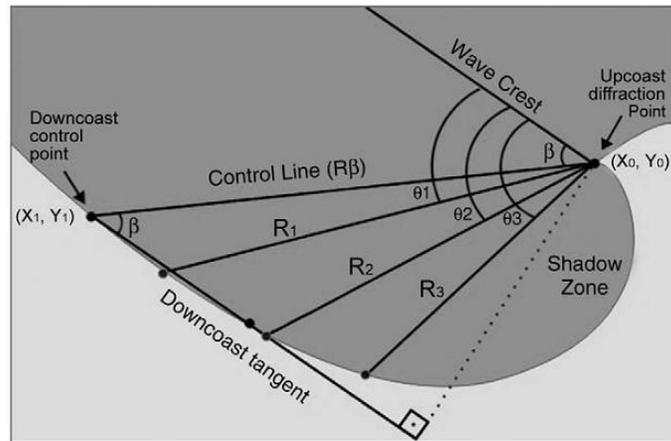
Basados en estas aproximaciones es posible realizar análisis de estabilidad de playas, predicción de evolución morfológica posterior a intervenciones antrópicas y diseño de playas artificiales, entre otras aplicaciones ingenieriles (González & Medina, 2001; González, Medina & Lozada, 2010; Raabe et al., 2010). Los software MEPBAY (Klein et al., 2003) y SMC (González & Medina, 2001) son utilizados para desarrollar proyectos de equilibrio de playas.

El modelo parabólico propuesto por Hsu and Evans (1989) parte de la Ec. 2-4 y describe la forma en planta de la playa encajada que se caracteriza por una zona de sombra (región 3), una de transición levemente curva (región 2) y un segmento prácticamente recto costa abajo (región 1, 0). En ella se relacionan dos parámetros físicos: el ángulo de oblicuidad de referencia del oleaje ( $\beta$ ) y la línea de control ( $R_0$ ).

$$\frac{Rc}{R_0} = C_0 + C_1 \left( \frac{\beta}{\theta c} \right) + C_2 \left( \frac{\beta}{\theta c} \right)^2 \text{ Ec. 2 - 4}$$

El primer parámetro ( $\beta$ ) representa la oblicuidad del oleaje incidente en la playa, y el segundo de ellos ( $R_0$ ) se refiere a la distancia entre el punto de difracción ( $X_0, Y_0$ ) y el punto de control costa abajo ( $X_1, Y_1$ ). Estas variables pueden ser definidas a partir de fotos aéreas, imágenes satelitales, mapas, entre otros (Rabee et al., 2010).

El radio  $R_n$  de cualquier punto alrededor de la playa está a un ángulo  $\theta_n$  del mismo frente de ola incidente, en el punto de difracción. Las constantes  $C_0, C_1$  y  $C_2$  pueden ser obtenidas por regresión a partir de los polinomios que las representan (Rabee et al., 2010).



**Figura 2-9 Esquema de definición del modelo de planta de equilibrio parabólico y sus principales parámetros físicos. Tomada de Rabee et al., 2010.**

González (1995) posterior a aplicar esta aproximación en 20 playas en equilibrio españolas, define una nueva metodología, donde el punto de control ( $P_0$ ) depende de los nuevos parámetros: distancia desde el punto de difracción hasta el segmento recto de la playa ( $Y$ ) y el ángulo  $\alpha_{\min}(0)$ .



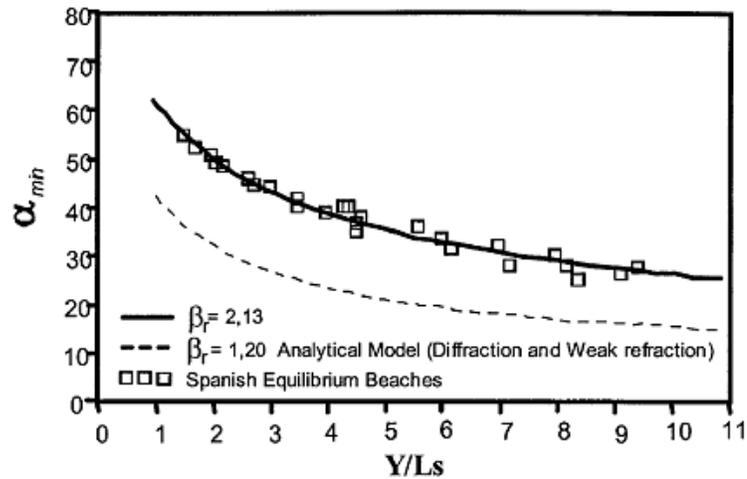
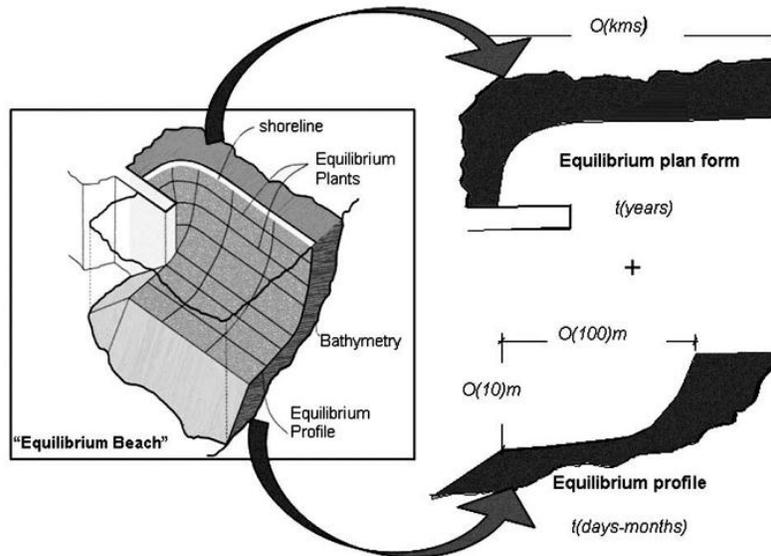


Figura 2-11 Valor del ángulo  $\alpha_{min}$  para diferentes distancias adimensionales desde el punto de control hasta la prolongación del segmento recto de la playa ( $Y/L$ ). Datos obtenidos de 26 playas en las costas españolas. Tomado de González & Medina, 2001.

González & Medina (2001) complementaron esta teoría de equilibrio combinando el equilibrio estático en planta con el análisis de largo plazo del perfil (*perfil de equilibrio*). La hipótesis principal de este modelo es que las playas responden al forzamiento del oleaje ajustando su forma a una constante, la cual es debida a un solo tipo de oleaje incidente y a unas características sedimentológicas definidas.

Existen formulaciones para perfiles de equilibrio en playas sin marea y playas con marea. En este último grupo se encuentran Inman et al.(1993); González (1995); Bernabeu (1999); Medina et al. (2000) y Gómez-Pina (2001) (en González & Medina (2001)). Para todas estas aproximaciones se utiliza el concepto de flujo medio de energía.

El SMC (Sistema de Modelado Costero) permite la integración del análisis a largo plazo en planta y en perfil, y ha sido usado en diferentes investigaciones para estos fines (González & Medina, 2001; Rabee et al., 2010; González, Medina & Lozada, 2010). En González & Medina (2001) y González, Medina & Lozada (2010) se pueden encontrar detalles de la metodología.



**Figura 2-12 Esquema del análisis de “playa de equilibrio” (planta de equilibrio + perfil de equilibrio). En este se tiene la hipótesis de ortogonalidad de los movimientos transversales y longitudinales de la playa. Tomado de González, Medina & Lozada, 2010.**

## Capítulo 3: Metodología

La metodología implementada para el desarrollo de este trabajo de investigación incluyó recolección de información primaria en el campo, recolección de información secundaria a partir de bases de datos y publicaciones de otros autores, y finalmente procesamiento y análisis de información, ya sea en laboratorio o como resultados de modelos numéricos. El esquema general de interacción entre todas las líneas de trabajo se resume en la Figura 3-1. A continuación se presentan de manera detallada las metodologías para cada una de las etapas de desarrollo.

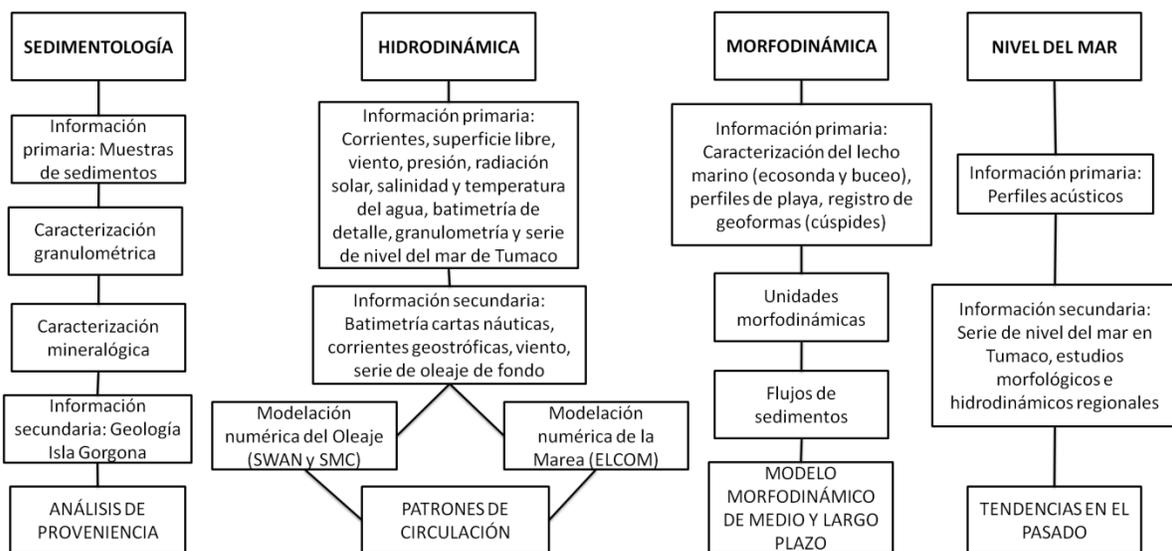
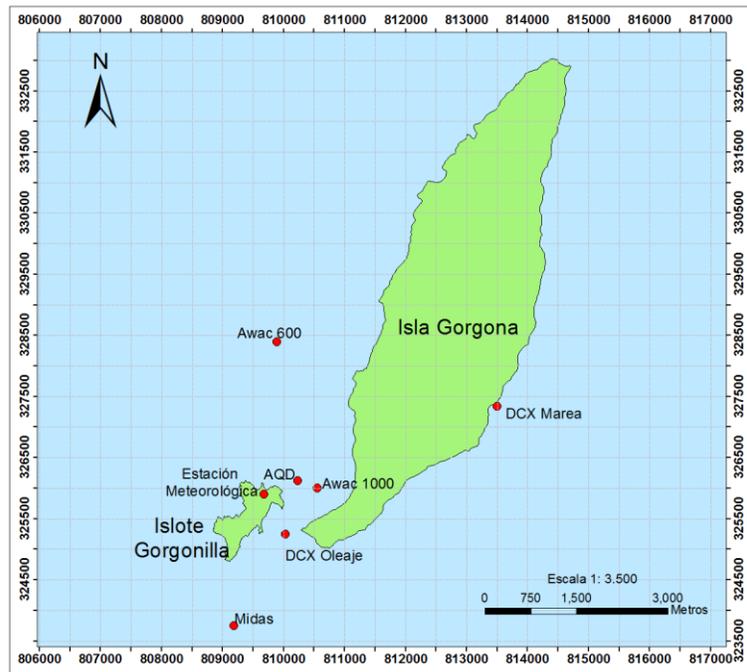


Figura 3-1 Esquema metodológico general empleado en la investigación.

### 3.1 Recolección de información

Se realizaron cuatro campañas de campo. Entre el 7 y el 11 de octubre de 2010 se realizó una campaña preliminar o de diagnóstico para tomar muestras de sedimentos, realizar mediciones de marea (sensor DCX), oleaje y corrientes (correntómetro puntual Aquadopp 2.0 MHz), y viento, humedad relativa, radiación solar, temperatura del aire, precipitación y

presión atmosférica utilizando una estación meteorológica (Davis Vantage Pro) instalada en el faro de Gorgonilla (Figura 3-2).

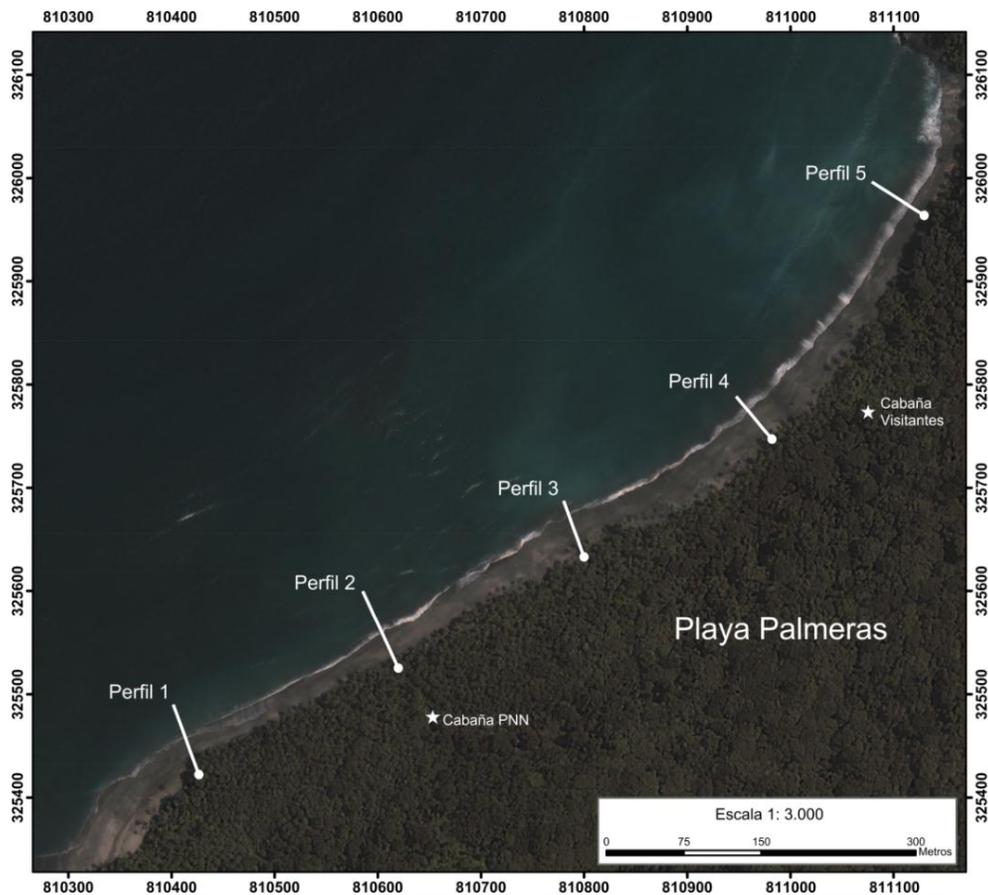


**Figura 3-2 Ubicación de los equipos en la zona de estudio.**

Posteriormente, entre el 16 y el 24 de febrero y entre el 12 y el 22 de agosto de 2011, se realizaron dos campañas de medición de las mismas variables mencionadas, incluyendo perfiles de salinidad y temperatura, con el fin de obtener las características de la zona de estudio en épocas climáticas diferentes (seca y húmeda). En la Figura 3-2 se muestran las distribuciones de los equipos instalados durante las campañas de febrero y agosto de 2011, los cuales incluyeron un AWAC 1.0 MHz (Awac1000), un AWAC 600 kHz (Awac600) y un correntómetro puntual Aquadopp 2.0 MHz (AQD). El oleaje se midió en estados de mar de una hora a partir de registros durante 1024 s (17 min aproximadamente), mientras que las corrientes se registraron cada 30 min promediando durante 120 s. Los perfiles de salinidad y temperatura fueron medidos en la segunda época utilizando una sonda multiparamétrica HYDROLAB MS5.

El seguimiento a las geofomas de playa inició desde la primera campaña (octubre de 2010) con mediciones mensuales o quincenales de los perfiles de playa (Figura 3-3), las cuales se intensificaron a 2 o 3 veces por semana desde el 20 de julio hasta el 5 de septiembre de 2011. En mayo de 2011 se realizó la topografía de detalle (Modelo Digital

de Elevación - MDE) de playa Palmeras, con un DGPS Topcon y la batimetría de detalle de la zona costera aledaña con una ecosonda monohaz marca Knudsen a una frecuencia de 200-28 kHz.



**Figura 3-3 Distribución de los perfiles de control en Playa Palmeras. Los perfiles están ubicados cada 200 metros aproximadamente.**

La información secundaria utilizada en este trabajo incluye la serie histórica del mareógrafo de Tumaco (1951-2000), que al compararla con las mediciones en campo mostró representar mejor las condiciones de la isla, en comparación a la serie de marea de Buenaventura. Esta serie posee un 15% de datos faltantes. Otras series secundarias utilizadas para las modelaciones fueron magnitud y dirección del viento, batimetría y radiación solar e índice de nubosidad (obtenidas del proyecto NCEP/NCAR, Kalnay et al, (1996).

El estudio geológico de la Isla Gorgona de Serrano (2009) también fue utilizado para establecer las pautas generales de la mineralogía que se puede encontrar en las muestras sedimentológicas de playa Palmeras.

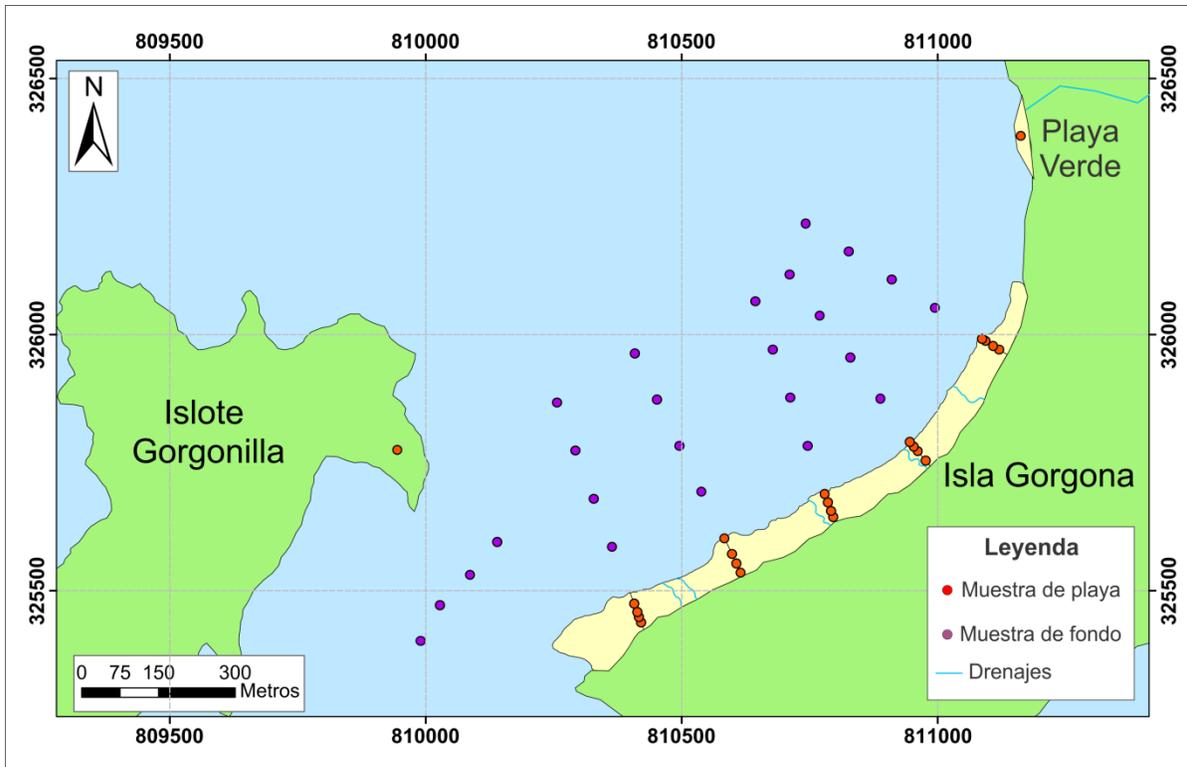
## 3.2 Sedimentología

En las campañas de campo de octubre de 2010 y febrero de 2011 se tomaron muestras de los sedimentos de playa Palmeras, en las zonas seca, húmeda, de lavado y de rompientes, en cinco perfiles de control (Figura 3-3) que se establecieron previamente, para asegurar la caracterización homogénea de todo el sistema en las dos épocas climáticas de la zona de estudio. Inicialmente, se georreferenció el punto de muestreo, y se marcó una bolsa hermética con el código y las características del lugar (Figura 3-4 A)), posteriormente las muestras de playa fueron obtenidas con un cilindro de 5 cm de alto, asegurando tomar la misma cantidad de sedimentos en cada punto de interés (Figura 3-4 B)), finalmente se adicionó alcohol para prevenir la descomposición de la materia orgánica y la alteración de los sedimentos (Figura 3-4 C)).



**Figura 3-4 Procedimiento de toma de muestras de playa. A) Georreferenciación de punto de muestreo. B) Toma de muestra con cilindro de 5 cm de alto. C) Adición de alcohol y cierre de bolsa hermética para prevenir daño de la muestra.**

Las muestras del fondo marino aledaño se obtuvieron solamente en la campaña de febrero de 2011 y la trayectoria del muestreo continúa con los perfiles de playa mar adentro, con espaciamientos de aproximadamente 100 m entre cada punto (Figura 3-5). Estas muestras se tomaron con caja Ekman o con buceo autónomo, pues en varios lugares la caja no cerraba o no había sedimentos disponibles.



**Figura 3-5 Distribución de las muestras de sedimentos de fondo y de playa. Se incluyen las fronteras con playa Verde y playa Gorgonilla.**

En total se obtuvieron 40 muestras de playa y 20 muestras de fondo, las cuales fueron secadas, pesadas (100 gr de cada muestra) y tamizadas para el análisis granulométrico. Posteriormente, se realizaron 9 colecciones de minerales diferentes (Figura 3-6) entre 250 y 150 micras (tamaños en los que se encontraban los minerales sueltos y era más fácil manipularlos), para garantizar la identificación en el microscopio óptico y concluir el análisis composicional con el conteo y reconocimiento de 300 granos en 8 muestras de fondo y 8 de playa previamente seleccionadas.

Inicialmente se realizó una selección de minerales analizados en lupa binocular, la cual incluyó cuarzo jaspe, feldespato, vidrio, carbonatos, olivino, piroxeno, magnetitas y espinelas y micas. Se realizó un montaje de granos para cada tipo de mineral identificado, cada uno de los cuales fue analizado en el microscopio petrográfico para garantizar la composición a partir de propiedades como forma del grano, color, pleocroismo, relieve, birrefringencia, y clivaje. Así, se encontraron nuevos tipos de minerales como circones y turmalinas.

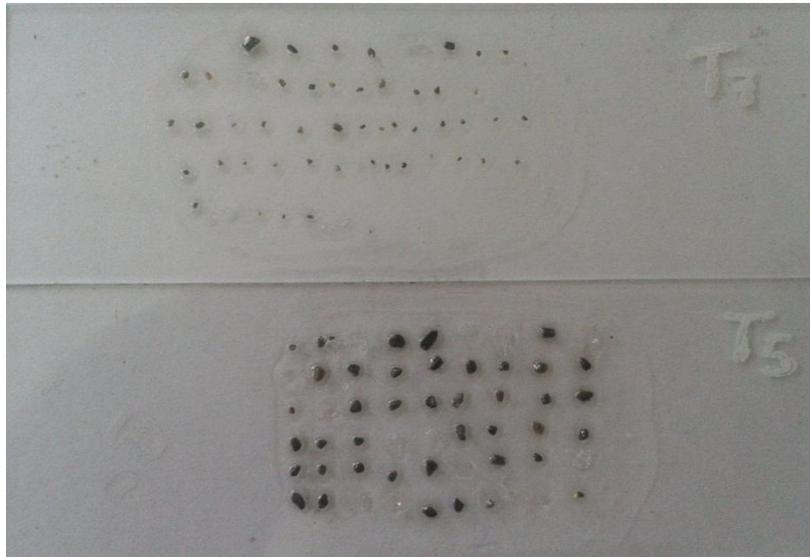


Figura 3-7 Arreglos de granos (minerales) para el análisis composicional de sedimentos.

### 3.3 Hidrodinámica

Se hizo un análisis de la hidrodinámica de mareas y del oleaje. La caracterización de las variables físicas y meteorológicas incluidas en esta componente son fundamentales para el planteamiento del modelo morfodinámico del sistema, incluyendo la determinación de los sistemas de corrientes y el transporte de sedimentos inducido por la rotura del oleaje y los ciclos mareales.

#### 3.3.1 Oleaje

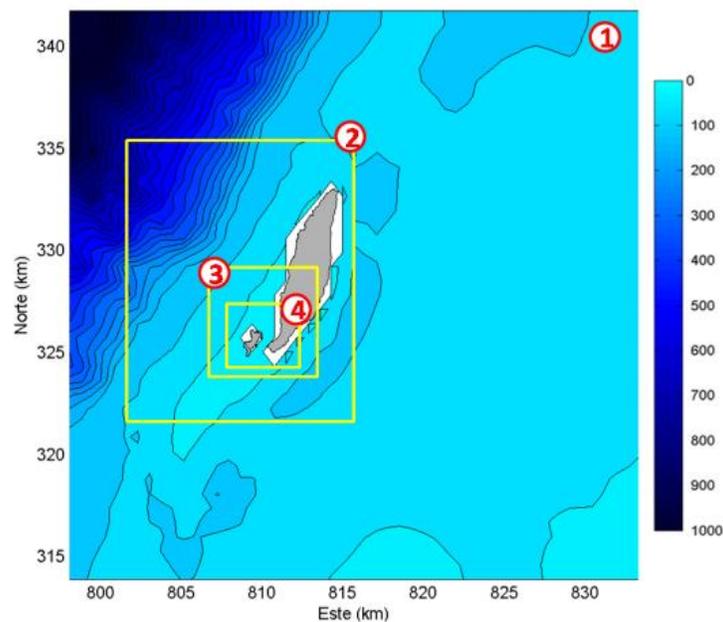
Para determinar la variabilidad estacional e interanual del oleaje en aguas profundas y su posterior modelación hasta pie de playa, se usó una serie de altura de ola significativa ( $H_s$ ), período pico ( $T_p$ ) y dirección ( $Dir$ ) de la base de datos de reanálisis global del proyecto GOW (*Globe Ocean Waves*, Reguero et al., 2012) del Instituto de Hidráulica de la Universidad de Cantabria, en el punto  $78.5^\circ W - 3.0^\circ N$ , el más cercano a la Isla Gorgona. La serie tiene una resolución horaria, con datos desde 1948 hasta 2008, validados con boyas de la NDBC (*National Data Buoy Center*) de la NOAA.

Para conocer la dinámica del oleaje en playa Palmeras, se usó el modelo SWAN (Simulating WAVes Nearshore; Booij et al., 1999) para propagar 19 años (1990-2008) de la serie del GOW hasta pie de playa. Éste modelo fue desarrollado para propagar el oleaje

cerca de la costa y reproduce de manera adecuada los procesos de generación y transformación del oleaje (The SWAN Team, 2009).

El modelo fue forzado con vientos a 10m de altura, de la base de datos de reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996). Para la batimetría se usaron datos del modelo mundial de relieve ETOPO1 (Amante et al. 2009) combinados con levantamientos de detalle realizados en campo (mayo de 2011) y con cartas náuticas obtenidas por la DIMAR.

Se implementaron cuatro mallas anidadas (Figura 3-8 y Tabla 3-1), iniciando con una resolución de 700m hasta llegar a una de detalle de 50m. Se utilizaron condiciones de frontera paramétricas para la primera malla (oleaje en aguas profundas) y fronteras espectrales en las siguientes (resultados de las mallas anteriores). La ejecución del modelo se realizó en modo no estacionario, considerando los procesos de refracción, difracción, *white-capping*, disipación por fondo y por rotura e interacción no lineal entre olas, con parámetros definidos por defecto.



**Figura 3-8 Distribución de las cuatro mallas anidadas utilizadas en la propagación del oleaje. Sistema de coordenadas UTM zona 17.**

Tabla 3-1. Generalidades de las cuatro mallas utilizadas.

Malla	Longitud en X (m)	Longitud en Y (m)	Nodos en X	Nodos en Y	Tamaño de celda (m)
<b>General</b>	35700	28700	51	41	700 x 700
<b>Anidada 1</b>	14700	14700	49	49	300 x 300
<b>Anidada 2</b>	4900	4900	49	49	100 x 100
<b>Detalle</b>	2950	3450	59	69	50 x 50

Los resultados del modelo fueron validados en el dominio de la probabilidad con las mediciones de oleaje realizadas en febrero de 2011, comparando la distribución estadística de las Hs medidas y los resultados de la simulación, de los meses de febrero de cada año, utilizando los cuantiles del 1% de cada serie.

Se obtuvieron seis series de oleaje a pie de playa, de 19 años (1990 a 2008) en una resolución horaria. De estos seis puntos de resultados, cuatro corresponden a la ubicación de equipos que realizaron mediciones de campo (AQD, Awac1000, Awac600 y Midas) y los dos restantes fueron utilizados para determinar el flujo medio de energía del oleaje y realizar el estudio de largo plazo (planta y perfil de equilibrio) en playa Palmeras.

El régimen medio y extremal del oleaje fueron obtenidos a partir de la serie de GOW en aguas profundas, con el fin de estudiar el comportamiento de las corrientes por rotura del oleaje y las tasas de transporte asociadas. Para esto se plantearon 14 casos (escenarios) de simulación para el régimen medio, utilizando el análisis de probabilidades conjuntas Hs, Tp y Dir, en escala estacional (época seca y húmeda). Estos escenarios son representativos de las condiciones del clima marítimo de la zona de estudio.

Las corrientes por rotura del oleaje y las tasas de transporte potencial se simularon con el módulo COPLA-SP del software SMC (GIOC, 2003), a partir de los 14 casos del régimen medio y los 3 casos para el extremal, cada uno en marea media baja, marea media media y marea media alta. Los niveles de marea fueron calculados a partir de la serie histórica del mareógrafo de Tumaco.

### 3.3.2 Marea

La hidrodinámica de este forzador fue realizada por el grupo OCEANICOS dentro del proyecto “Estudio hidrodinámico y geomorfológico de playa Palmeras, PNN Isla Gorgona” durante el año 2011. En esta investigación se utilizaron los resultados de estas modelaciones, cuya metodología específica puede ser consultada en Guerrero-Gallego *et al.*, 2012.

En términos generales, la caracterización de la hidrodinámica de la marea en playa Palmeras se realizó a partir del planteamiento de diferentes escenarios climáticos y oceanográficos, representativos de las dos épocas climáticas intra-anales (seca y húmeda) de la zona. Este estudio se realizó con el modelo hidrodinámico tridimensional ELCOM (Estuary, Lake and COastal Model) dando como resultado los patrones de circulación para el año 2011.

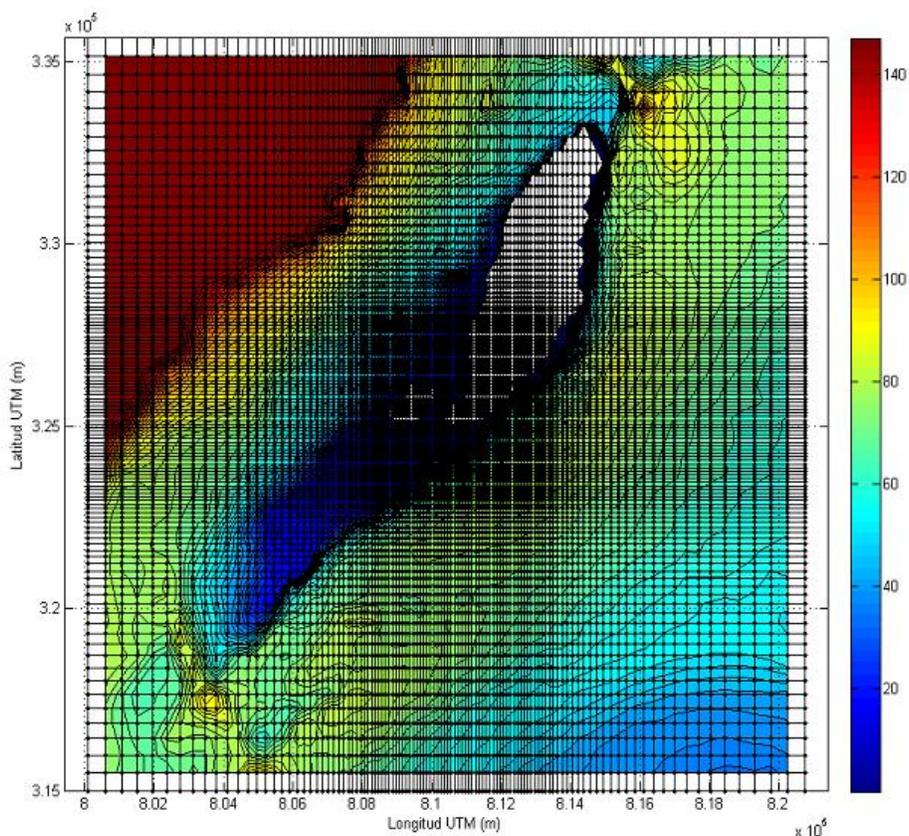
Antes de obtener resultados que permitan establecer las condiciones hidrodinámicas de la zona de estudio, se realizaron análisis de sensibilidad a los parámetros físicos y numéricos del modelo para garantizar que los resultados describan de forma adecuada los procesos hidrodinámicos y termodinámicos que se desarrollan en la zona. Estos análisis se hicieron para determinar el tamaño del dominio de cálculo, el tamaño de las celdas de cálculo verticales y horizontales, así como el intervalo temporal de cálculo adecuado para que los resultados obtenidos sean numéricamente estables y físicamente representativos.

Finalmente, el modelo se estableció con una malla variable (Figura 3-9) en sentido horizontal, de celdas más gruesas en los extremos (500 m x 500 m) que varían progresivamente hasta alcanzar el detalle de 100 m x 100 m en el centro del sistema (Estrecho de Tasca). El esquema usado para la discretización vertical fue de 44 celdas de espesor variable, con celdas de mayor detalle en las zonas de cambios notorios en los perfiles de temperatura y salinidad medidos en campo y en profundidades de menor relevancia se usaron celdas de mayor espesor. El intervalo temporal de cálculo definido para el modelo fue de 45 s.

El modelo fue alimentado con datos de batimetría, variables meteorológicas (temperatura del aire, radiación solar, velocidad y dirección del viento, humedad relativa e índice de

nubosidad), corrientes geostróficas y mediciones de campo de superficie libre y perfiles de temperatura y salinidad del agua.

Las simulaciones para la calibración se realizaron por un periodo de 23 días, entre el 1 y el 23 de febrero de 2011, que corresponde a algunos de los días en los cuales se realizó la campaña de campo de la época seca. Finalmente, para la validación del modelo ELCOM se simularon 22 días, comprendidos entre el 1 y el 11 de agosto de 2011, que igualmente incluye algunos días de la campaña de campo de la época húmeda.



**Figura 3-9 Malla variable utilizada en la simulación de corrientes por marea. Sistema de coordenadas UTM zona 17.**

Una limitación importante de este modelo es que las condiciones de frontera de mareas y de corrientes no son compatibles, por lo que solo puede haber una de estas condiciones en cada frontera. Se verificó cual componente de las corrientes es la dominante para cada período de simulación, para determinar en cuales fronteras del dominio de cálculo incluir corrientes y en cuales mareas. Entonces para la primera época se tuvieron corrientes entrando por la frontera oeste y saliendo por la este, y marea en las fronteras

norte y sur. Para la segunda época sucedió al contrario, las corrientes entrando por la frontera norte y saliendo por la sur, y marea en las este y oeste.

La serie de marea de Tumaco también fue utilizada para calcular los niveles medio alto, medio medio y medio bajo históricos, así como el *datum* para referenciar las batimetrías, los perfiles de playa y la topografía de playa Palmeras.

### 3.4 Morfodinámica

La morfodinámica de una playa es la respuesta de las unidades sedimentarias y geoformas asociadas, a cambios en las condiciones hidrodinámicas. En este trabajo se consideraron las respuestas estacionales e interanuales del sistema, ante los cambios en la hidrodinámica de las mareas y del oleaje y sus corrientes inducidas.

#### 3.4.1 Variabilidad estacional

La variabilidad estacional de playa Palmeras se estudió a partir de cinco perfiles topográficos, distribuidos cada 200 m a lo largo de los 1.2 km de extensión del litoral (Figura 3-3). Estos perfiles iniciaron en octubre de 2010, pero no fue posible continuar su medición sino hasta enero de 2011, dando continuidad quincenal o mensual dependiendo de la disponibilidad del funcionario del Parque que los realizaba.

Los perfiles de playa fueron llevados al mismo nivel de referencia (*datum*) de la batimetría, la topografía y la marea, que en este estudio se eligió como el promedio de las bajamares de sicigia de la serie histórica del mareógrafo de Tumaco. Posterior a esto, se realizaron cálculos de los parámetros básicos de cada perfil, que incluyen ancho de zona seca, ancho de zona sumergida y pendiente de la playa.

Se calculó el volumen total a partir del Modelo Digital de Elevación (MDE) obtenido en Mayo de 2011, limitándolo en la parte inferior con una superficie completamente horizontal en la cota más baja medida (Figura 3-10).

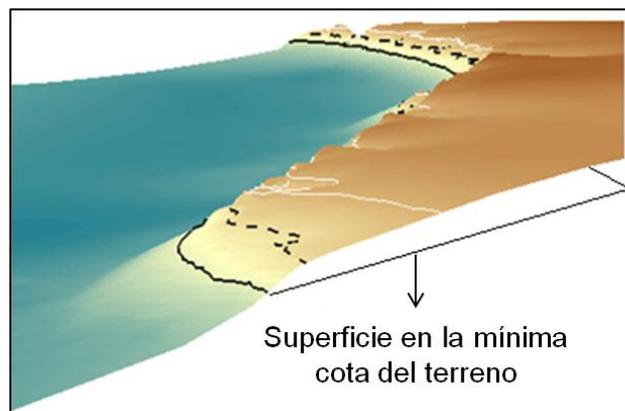
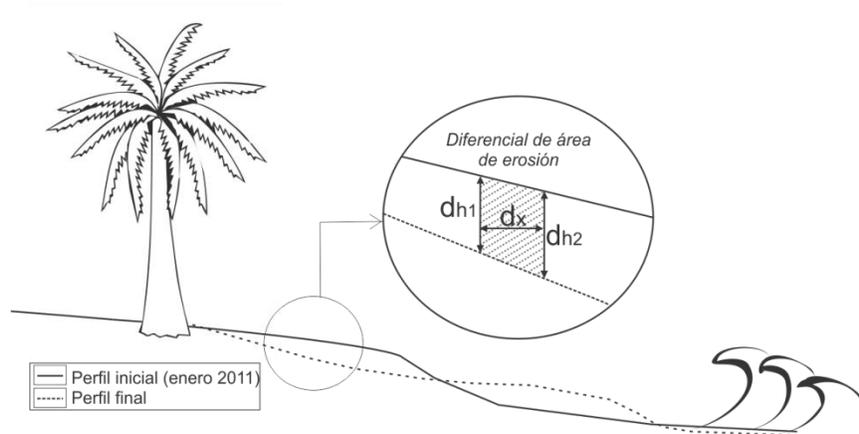


Figura 3-10 Esquema de cálculo del volumen total de sedimentos disponibles en playa Palmeras.

Se calculó el balance de los volúmenes (áreas) entre un perfil y otro (diferencia en el tiempo), como se ilustra en la Figura 3-11. Donde  $d_{h1}$  y  $d_{h2}$  son los diferenciales de altura entre dos fechas distintas para un  $d_x$  (diferencial en la horizontal) definido del perfil, teniendo como base de cálculo los perfiles del mes de enero de 2011 ( $d_{h1,2} = \text{alturainicial (enero)} - \text{alturafinal}$ ). Por lo tanto cuando  $d_{h1,2}$  es negativo se debe a un evento de acreción y cuando es positivo a erosión (con relación a las condiciones del perfil base). Para efectos de representación, los resultados se multiplicaron por -1 para que los valores negativos representaran erosión y los positivos acreción.

El diferencial de área ( $d_a$ ) de interés es calculado como el área de un trapecio ( $d_a = \frac{(d_{h1} + d_{h2})}{2} * d_x$ ). Para calcular los volúmenes de sedimentos cada diferencial de área es multiplicado por 1m, representando los volúmenes por metro lineal ( $m^3/m$ ).



**Figura 3-11 Esquema de cálculo de los diferenciales de volumen de sedimentos a partir de los perfiles de playa. El perfil de referencia es el de enero de 2011.**

Otro resultado obtenido de los perfiles de playa fue la caracterización morfodinámica del sistema a partir de dos aproximaciones diferentes: Masselink & Short (1993) y Guza & Inman(1975). Los primeros autores presentan una teoría morfodinámica para clasificar las playas con carrera de marea superior a los 2m, relacionando el parámetro adimensional de caída del grano  $\Omega$  (Ec. 3-1) en función de la altura de ola en rotura ( $H_b$ ), el periodo pico de ola ( $T_p$ ), y de la velocidad de caída del sedimento ( $w_s$ , que a su vez depende del diámetro medio del sedimento); con el Rango de Marea Relativo (RMR) que es producto de la carrera de marea en sicigia ( $CM$ ) y la altura de ola en rotura ( $H_b$ ) (Ec. 3-2). Así, si  $\Omega < 2$  se dan condiciones reflejantes,  $2 < \Omega < 5$  indican estados intermedios y  $\Omega > 5$  para condiciones disipativas en la zona de rompiente.

$$\Omega = \frac{H_b}{w_s * T_p} \text{ Ec. 3 - 1} \quad RMR = \frac{CM}{H_b} \text{ Ec. 3 - 2}$$

$w_s$  se obtuvo de las siguientes expresiones dependiendo del diámetro del sedimento promedio en cada perfil de playa:

$$w_s(m/s) = 1.1 * 10^6 * D^2; D < 0.1 \text{ mm} \text{ Ec. 3 - 3}$$

$$w_s(m/s) = 273 * D^{1.1}; 0.1 < D < 1 \text{ mm} \text{ Ec. 3 - 4}$$

$$w_s(m/s) = 4.36 * D^{0.5}; D > 1 \text{ mm} \text{ Ec. 3 - 5}$$

Por otro lado, el parámetro escalar de rompiente propuesto por Guza & Inman en 1975 (Ec. 3-6) y el parámetro de similaridad de surf propuesto por Battjes en 1974 (Ec. 3-7) fueron utilizados para establecer el tipo de rotura del oleaje y el tipo de playa asociada.

$$\varepsilon = \frac{H_{inc} * \sigma^2}{2g * \tan^2(\beta)} \text{ Ec. 3 - 6} \quad \xi = \frac{\tan(\beta)}{\sqrt{\frac{H_{inc}}{L_0}}} \sqrt{\frac{\pi}{\varepsilon}} \text{ Ec. 3 - 7}$$

Donde  $H_{inc}$  es la altura de oleaje incidente,  $\sigma$  es la frecuencia radial de oleaje,  $g$  la constante gravitacional,  $\tan(\beta)$  es el gradiente del perfil de playa (pendiente) y  $L_0$  ( $gT^2/2\pi$ ) es la longitud de onda en aguas profundas.

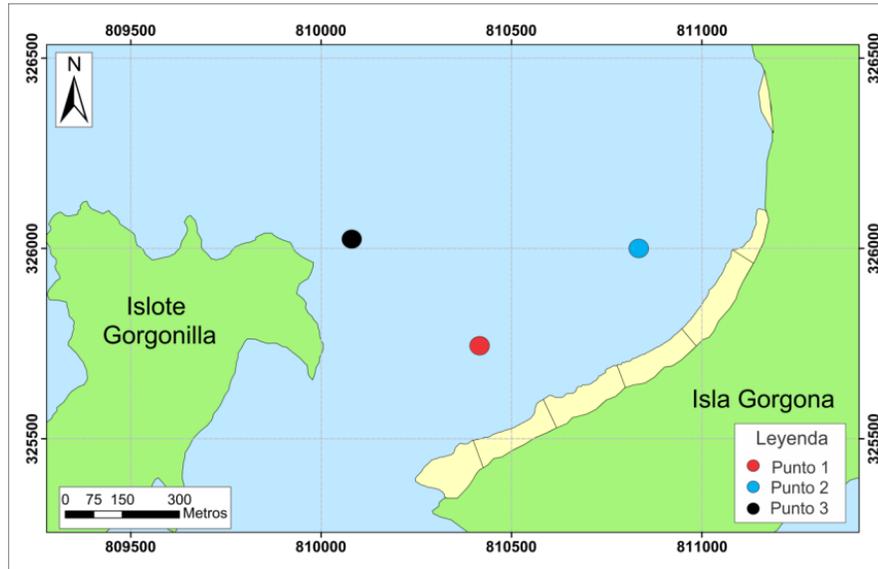
La granulometría de los sedimentos de playa también fue estudiada estacionalmente, para obtener el diámetro medio del sedimento en cada época y alimentar los modelos morfodinámicos que lo necesitaban.

### 3.4.2 Variabilidad interanual

Una de las técnicas de análisis de largo plazo (interanual) de una playa consiste en la búsqueda de la posición de equilibrio, que corresponde a la forma del perfil y planta de la playa, si las dinámicas de los forzadores (oleaje, marea, viento y corrientes asociadas, entre otros) permanecieran constantes en el tiempo (G.I.O.C, 2002).

Es importante resaltar que el modelo de equilibrio de playas es una aproximación 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.

Para implementar el modelo de equilibrio en playa Palmeras fue necesario calcular el Flujo Medio de Energía (FME) del oleaje en tres puntos estratégicos (Figura 3-12), en la zona costera adenaña. Las series de oleaje en estos puntos se obtuvieron a partir de la propagación de la serie GOW con el modelo SWAN, en la malla más fina de 50 m x 50 m (ver apartado 3.3.1).



**Figura 3-12 Distribución espacial de los tres puntos donde se calculó el FME del oleaje.**

En cada punto se obtuvo una serie de 19 años (1990-2008) con diversas variables, siendo de interés para el FME la altura de ola significativa ( $H_s$ ), el periodo pico ( $T_p$ ), la dirección de propagación ( $\theta$ ) y la longitud de onda ( $L_s$ ). El objetivo de analizar tres puntos diferentes es evaluar las distintas zonas de difracción del sistema y observar cuáles gobiernan la (s) forma (s) en planta de playa Palmeras.

Este sistema costero se puede estudiar de dos maneras, desde el punto de vista morfológico: como uno solo (Figura 3-13) que responde principalmente a la difracción del oleaje en el Islote Gorgonilla, o como dos subsistemas (Figura 3-14), que responden a la difracción del oleaje en el bajo rocoso. Así, el punto 1 definirá las plantas de equilibrio de la zona suroeste de la playa, el punto 2 las plantas del sector noreste y finalmente el punto 3, para una planta de equilibrio general de toda playa Palmeras.



Figura 3-13 Imagen Ikonos de la zona de estudio mostrando la forma en planta general, estudiada a partir del punto de difracción exterior (punto 3) resaltado en el rectángulo.



Figura 3-14 Imagen Ikonos de la zona de estudio mostrando las dos formas en planta de playa Palmeras, teniendo en cuenta el tómbolo natural generado por el bajo rocoso señalado en el rectángulo.

La ecuación que presenta la literatura para el cálculo del FME propone descomponer el flujo en las componentes X (Ec. 3-8) y Y (Ec. 3-9).

$$FME_x = \frac{1}{8} \rho g H^2 C_g \cos(\theta) \text{ Ec. 3 - 8}$$

$$FME_y = \frac{1}{8} \rho g H^2 C_g \sin(\theta) \text{ Ec. 3 - 9}$$

Donde:

$FME_x, FME_y$  = Flujo medio de energía en dirección X y Y.

$\rho$  =Densidad del agua del mar.

$g$  =Gravedad.

$H$  =Altura de ola.

$Cg$  = Celeridad de grupo del oleaje.

$\theta$  = Ángulo de incidencia del oleaje.

Luego el FME resultante será:

$$FME = \sqrt{FME_x^2 + FME_y^2} \text{ Ec. 3 - 10}$$

Para el cálculo de la dirección del FME se utilizan las componentes:

$$\theta_{FME} = \tan^{-1} \frac{FME_y}{FME_x} \text{ Ec. 3 - 11}$$

Como la planta de equilibrio es un estudio del comportamiento a largo plazo de la playa, se definió dicha variabilidad en escalas de tiempo mensual, multianual e interanual, calculando el FME en estas escalas, en los tres puntos antes mencionados.

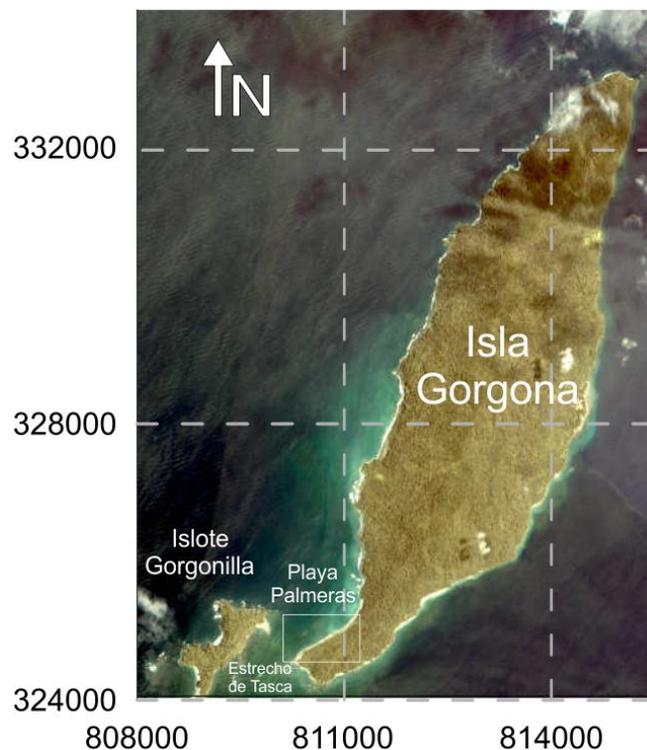
Después de definir las distintas variaciones temporales y espaciales del FME en playa Palmeras, se procedió a calcular las plantas de equilibrio asociadas y a su comparación con las plantas que se observan en la imagen satelital Ikonos tomada en el año 2008. Para ello se utilizó el módulo de medio y largo plazo del SMC.

Existen diversas aproximaciones para el planteamiento de la forma en planta, disponibles en el software SMC, entre ellas se encuentran: la parábola de Hsu, la forma de Tan & Chiew, la espiral logarítmica (González & Medina, 2001) y la forma recta. Luego de varias aproximaciones se eligió trabajar con la espiral logarítmica, pues fue la que mejor se ajustó a la morfología de la zona de estudio.



## Capítulo 4: Área de estudio

Este proyecto de investigación se desarrolló en Playa Palmeras, ubicada al sur occidente de la Isla Gorgona, la cual está ubicada entre 2°55'45"- 3°00'55"N y 78°09' - 78°14'30"W, a 30 km del continente (Figura 4-1). Es el territorio insular más extenso (aproximadamente 13,2 km<sup>2</sup>) sobre la plataforma continental del Pacífico colombiano (Giraldo, Rodríguez-Rubio, & Zapata, 2008). Con 8 km de largo por 2 km de ancho, tiene condiciones naturales extremas. Está cubierta en su totalidad por una densa vegetación selvática y la humedad alcanza el 100% (Serrano, 2009).



**Figura 4-1** Ubicación de playa Palmeras dentro del PNN Isla Gorgona, Pacífico Colombiano.

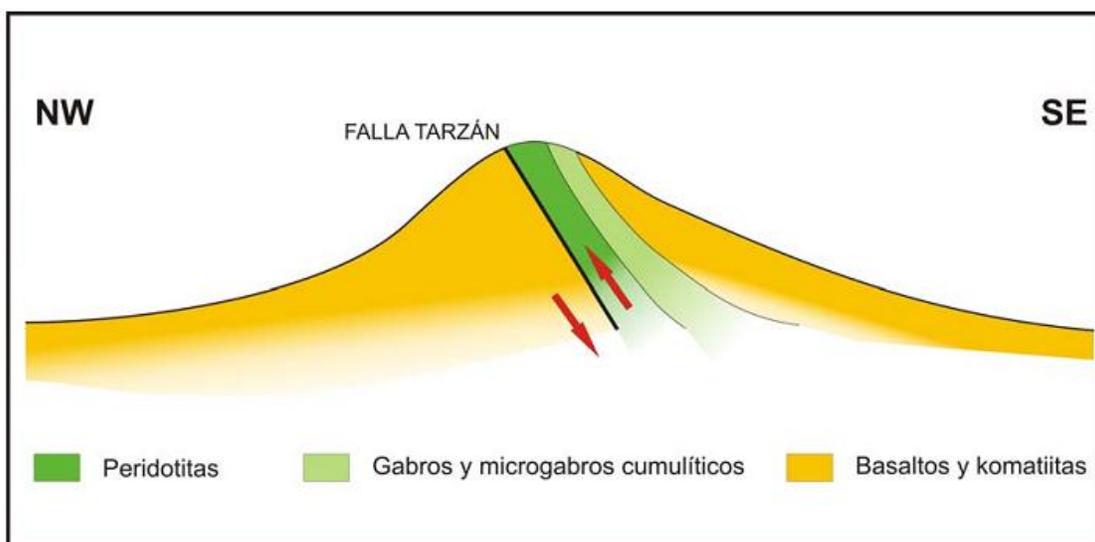
Debido a su carácter insular, la presencia de asociaciones vegetales particulares y la alta diversidad biológica marina, la isla y un área alrededor de 610 km<sup>2</sup> fueron declaradas Parque Nacional Natural (PNN) en 1984, siendo esta la única área protegida en el

Pacífico colombiano que está constituida principalmente por ambiente marino (Giraldo, Rodríguez-Rubio, & Zapata, 2008).

## 4.1 Geología de la Isla Gorgona

La Isla Gorgona está conformada por una secuencia de rocas ultramáficas, afectadas por estructuras compresivas que implican una compleja historia tectónica. Dicha secuencia, de base a cima, está constituida por: 1) peridotitas y gabros poikilíticos, 2) lavas basálticas y komatiitas intercaladas, 3) microgabros, 4) brechas tobáceas, 5) sedimentos terciarios (Serrano, 2009).

En el marco tectónico regional, Cediél et al, (2003) (en Serrano, 2009) establecen que la isla es parte de una escama tectónica acrecionada al continente y limitada por dos fallas con un movimiento dominante lateral derecho: al sur por la falla Buenaventura y al Norte por la falla Garrapatas (Figura 4-2).



**Figura 4-2** Corte esquemático transversal de la zona central de la Isla Gorgona en el que la falla Tarzán exhuma el basamento de isla (peridotitas y gabros) mediante un movimiento inverso indicado por las flechas rojas. Tomado de Serrano, (2009).

En la Figura 4-3 se muestra el mapa geológico actualizado, según el estudio realizado por Serrano (2009). En el costado sur occidental de la isla, cerca de la zona de estudio, se tienen afloramientos de basaltos, komatiitas (que se encuentran en el islote Gorgonilla, justo al frente de Playa Palmeras), brechas tobáceas y rocas sedimentarias. En la tabla Tabla 4-2 se presenta el resumen de las características principales de los minerales asociados a estas rocas.

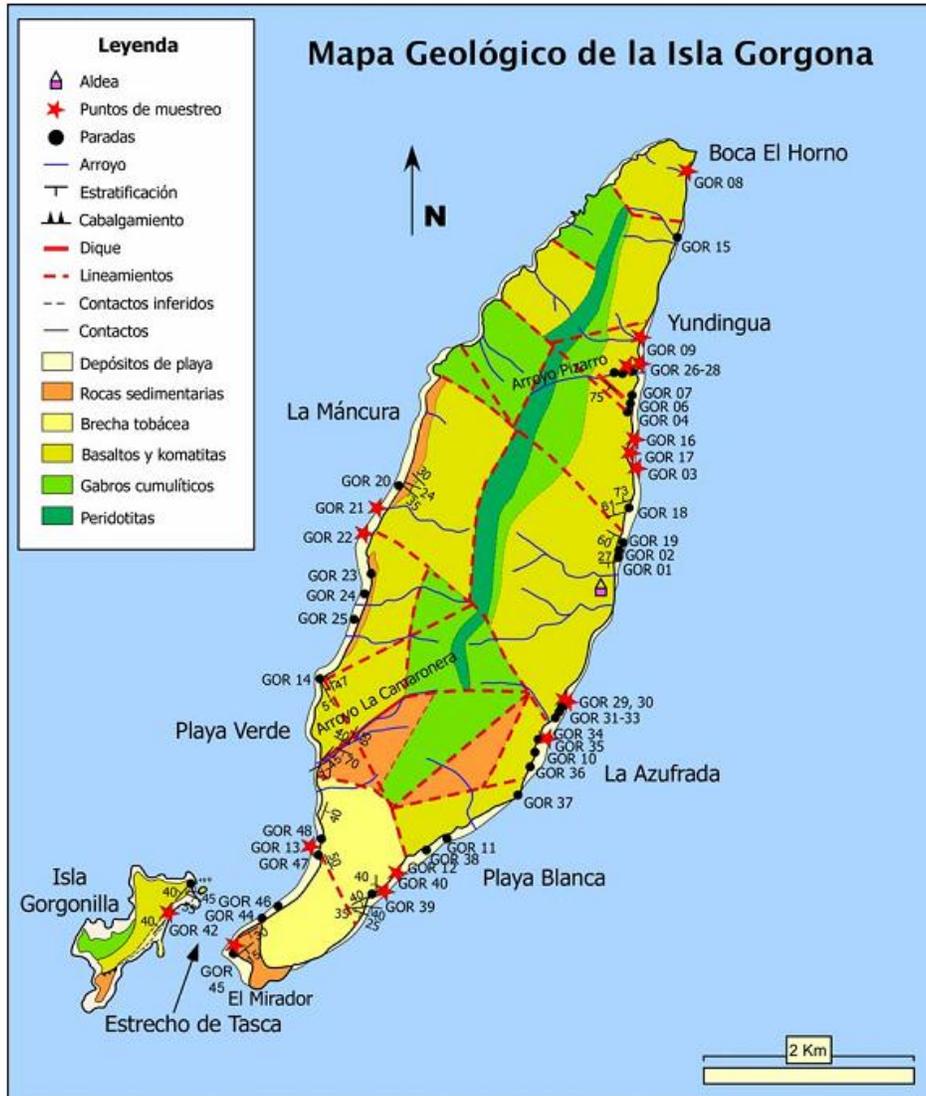


Figura 4-3 Mapa geológico actualizado de la Isla Gorgona. Tomado de Serrano, 2009.

Tabla 4-2. Composición de las rocas muestreadas en el estudio de Serano (2009) cercanas a playa Palmeras.

ROCA	MINERAL	PORCENTAJE ENCONTRADO	OBSERVACIONES
<b>BASALTO</b>	Fenocristales de clinopiroxeno	29-23%	El vidrio volcánico se encuentra pardo e incoloro.  Edad de esta unidad $91.5 \pm 1.6$ Ma.
	Olivino	25-15%	
	Vidrio volcánico alterado	23-26%	
	Plagioclasa	19-27%	
	Magnetita	4-9%	
	Espinela	Ocasional	
	<i>Minerales secundarios: clorita, serpentina, arcillas, zeolitas y espinela.</i>		
<b>KOMATIÍTAS</b>	Fenocristales de olivino	35%	Edad de esta unidad $91.5 \pm 1.6$ Ma. debido a que están intercaladas con los basaltos.
	Plagioclasa	21%	
	Clinopiroxeno	15%	
	Vidrio volcánico intersertal	12%	
	Espinela	9%	
	Opacos	4%	
	Serpentina	3%	
	<i>Minerales secundarios: clorita, serpentina, arcillas, zeolitas y espinela.</i>		
<b>BRECHAS TOBÁCEAS</b>	Olivino		La composición fue casi desconocida por el alto grado de alteración de las rocas.  Edad estimada entre 68 Ma y 55 Ma aproximadamente, que son las edades de los basaltos
	Piroxeno		

		subyacentes y los sedimentos suprayacentes.
<b>ROCAS SEDIMENTARIAS</b>	Microfósiles de silicatos	Edad de esta unidad 55 Ma.  Formada por lutitas grises y areniscas café oscuro.

### 4.1.1 Historia Geológica

La Isla Gorgona posee una secuencia de rocas ultramáficas que incluye a las únicas komatiitas cretácicas encontradas hasta ahora en el mundo, y son la base para la realización de diversos estudios geológicos y geoquímicos, buscando discutir y comprender el origen tectonomagmático de la isla (Serrano, 2009).

Existen 4 teorías sobre el origen y formación de la Isla Gorgona, las cuales se discuten de manera general en este apartado, pero se plantean en detalle en Serrano, (2009).

#### UNA PLUMA DEL MANTO

Esta hipótesis ha sido planteada desde dos modelos diferentes. El primero establece que la isla se formó gracias a la existencia de una pluma del manto, al chocar la cabeza de la pluma (que actualmente alimenta el *hotspot* de Galápagos) hace aproximadamente 89 Ma (Storey et al., 1991).

Otros autores (Kerr & Tarney, 2005) han modificado la teoría y sugieren la hipótesis de una pluma estacionaria, que dio lugar a un plateau diferente al del Caribe y que está representada solamente por la isla Gorgona. Esta hipótesis ha sido descrita como poco probable por Serrano, (2009) pues considera ilógico la existencia de Gorgona, de 7 km x 2 km, como la única evidencia de dicha pluma estacionaria, teniendo en cuenta además que la placa Farallón pudo moverse más de 100 km, al menos durante los ~25 Ma de actividad magmática que registra Gorgona.

## **PARTE DEL CLIP (*Caribbean Large Igneous Province*), UN PRODUCTO DEL HOTSPOT DE GALÁPAGOS**

Varios investigadores han planteado la hipótesis de que existe una conexión de la Isla con el Plateau del Caribe y una relación genética con el punto caliente de Galápagos (Storey et al., 1991; Walker et al., 1991; Kerr et al., 1996; Thompson et al., 2003). El principal argumento de esta teoría se basa en las relaciones geoquímicas y en la situación geográfica que presentan estas localidades, sin embargo, Serrano, (2009) discute a partir de sus resultados que esta hipótesis no es válida. El argumento central para esto se relaciona con la discontinuidad en las edades de Gorgona y el Caribe con respecto a Galápagos. Así, las rocas de Gorgona y el Caribe coinciden en un rango de edades desde 69 Ma y 92 Ma, mientras Galápagos tiene edades desde 20 Ma hasta la actualidad (Hoernle et al., 2002, 2004). Esta diferencia en edades hace suponer un salto en el vulcanismo de por lo menos ~40 Ma, que es muy difícil explicar con una misma pluma del manto. Por otro lado, se debería explicar el empobrecimiento y la heterogeneidad isotópica registrados en las rocas del Caribe y de la Isla Gorgona, en relación con las más jóvenes (Galápagos), pensando en que todas ellas se derivan de una misma fuente.

## **UN PLATEAU INDEPENDIENTE AL DEL CARIBE, EXISTE UNA RELACIÓN GENÉTICA CON EL PUNTO CALIENTE DE SALAS Y GÓMEZ**

Kerr y Tarney (2005) proponen que las rocas de la Isla Gorgona pertenecen a un plateau diferente al del Caribe, que pudo ser formado por el *hotspot* actual de Salas y Gómez. Las evidencias que soportan esta teoría están basadas en paleomagnetismo, geocronología y geoquímica. En el trabajo de Serrano, (2009) se discute ampliamente sobre la poca validez de esta teoría, teniendo en cuenta cada evidencia presentada.

## **MODELO ALTERNATIVO PARA LA FORMACIÓN DE LA ISLA GORGONA Y EL PLATEAU DEL CARIBE**

Serrano, (2009) encuentra evidencias (relación de edades y geoquímica) para asegurar una correspondencia entre Gorgona y el CLIP del Caribe, siendo imposible que estos pertenezcan a dos plateaus diferentes. Finalmente, los resultados de esta autora respaldan la formación de Gorgona en la ventana astenosférica y el *slab gap* de la antigua placa Farallón.

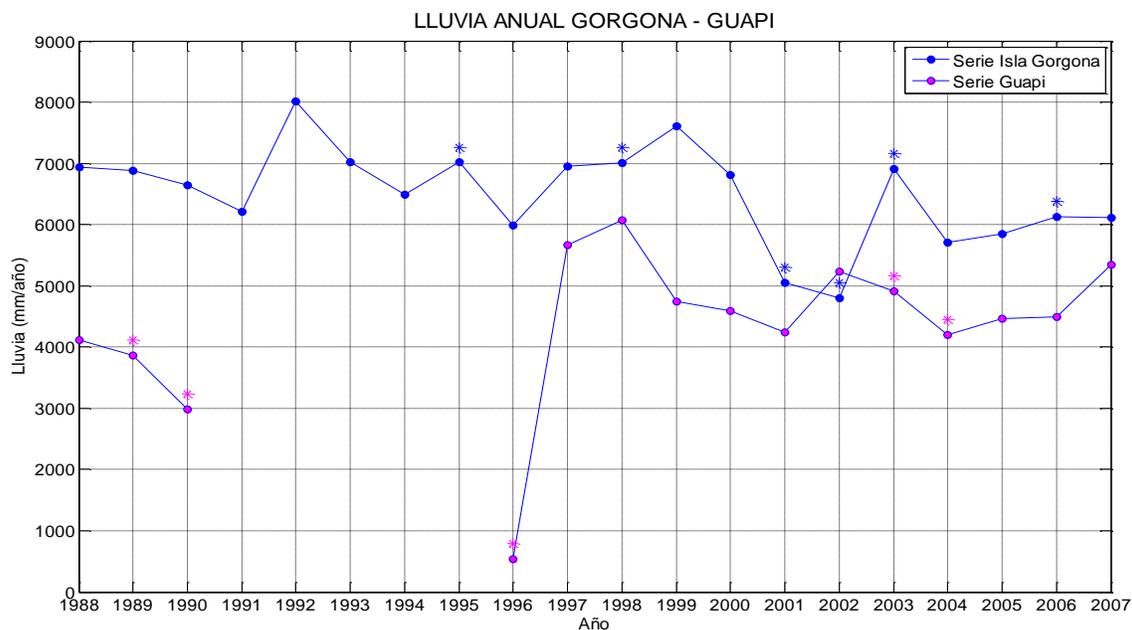
## 4.2 Climatología regional

La isla Gorgona se encuentra ubicada en la cuenca del Pacífico Este Tropical, influenciada por distintos fenómenos que oscilan en escalas de tiempo desde estacionales hasta decadales. La influencia directa de la variación estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), genera un patrón de lluvia unimodal, con máximos en los meses de septiembre a octubre (época húmeda) y mínimos en los meses de diciembre a febrero (época seca), teniendo como promedio 6.661 mm/año (Blanco, 2009).

También influye sobre la climatología del Pacífico colombiano el fenómeno El Niño Southern Oscillation (ENSO), de variabilidad interanual, cuya fase cálida –El Niño– aumenta la temperatura del aire, reduce la lluvia y los caudales, sucediendo lo contrario en la fase húmeda La Niña (Blanco, 2009; Poveda 2004).

En escalas decadales se encuentra influenciada por la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés), un importante modulador de las fases del ENSO (Viles y Goudie 2003). Fases positivas de la PDO se caracterizan por aguas superficiales cálidas en el Pacífico nororiental, similar a lo que sucede en la fase El Niño del ENSO (MacDonald y Case 2005, Viles y Goudie 2003).

En la Figura 4-4 se muestran los valores de precipitación para Gorgona y para Guapi (región continental más cercana a Gorgona), se observa que la lluvia es mayor en la isla, lo cual sugiere que existen factores locales que contribuyen al aumento de estos niveles. Contrario a lo que sucede en el Pacífico colombiano Norte y Central, el Pacífico Sur cuenta con la elevación media de la Isla Gorgona (330 m), que parece ser lo suficientemente alta para forzar los vientos y las brisas marinas a aumentar la lluvia orográfica (Blanco, 2009). De igual forma, el denso bosque tropical de la isla estimula la alta evapotranspiración (1.533 mm/año) y las lluvias convectivas (Rangel y Rudas 1990).



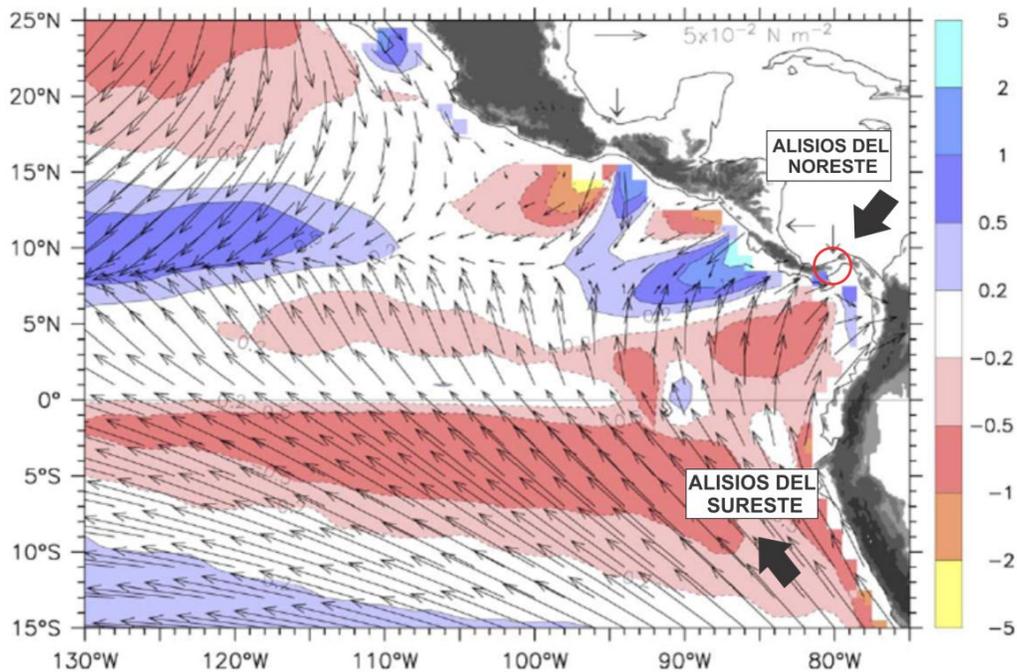
**Figura 4-4 Precipitación anual desde 1988 hasta 2007 en el PNN Isla Gorgona y en el municipio de Guapi. Los asteriscos muestran los años donde faltan datos por lo menos en un mes. El periodo 1991-1995 no reporta datos para Guapi. Datos tomados de Blanco, 2009.**

La posición de la ZCIT también afecta los patrones estacionales de vientos, ya que el Istmo de Panamá (círculo rojo en la Figura 4-5) permite el ingreso de los vientos Alisios del Noreste cuando la zona de convergencia se encuentra en la latitud mínima, alrededor de los 2°N, en el mes de abril (Figura 4-7). Por otra parte, cuando la zona de convergencia se establece en su máxima latitud (octubre), permite el ingreso de los Alisios del Sureste, cambiando drásticamente el comportamiento de las masas de agua, como se verá más adelante.

A partir de la serie mensual de vientos obtenida de la base de datos *Cross-Calibrated Multi-Platform* (CCMP, mediciones satelitales), con una longitud de 20 años (desde 1 enero 1989 hasta 31 de diciembre de 2009) y una resolución espacial 0,25° x0,25°, se describió el comportamiento trimestral de esta variable en la zona de estudio.

En la Figura 4-32 se muestran los mapas trimestrales de vientos para la cuenca de Panamá. Los resultados concuerdan con otros estudios como los de Rodríguez-Rubio et al. (2006); Poveda (2004); Poveda et al. (2001); Poveda y Mesa (2000) donde describen el recurvamiento de los vientos Alisios del Noreste y del Sureste sobre las costas del Pacífico colombiano. Este recurvamiento, que recibe el nombre de Chorro de baja presión del CHOCO (CHorro del Occidente COlombiano), se caracteriza por ser una corriente superficial (925 hPa) centrada en 5°N (Poveda y Mesa, 2000), que obtiene la energía del

gradiente de temperaturas entre la lengua fría del Pacífico y las aguas cálidas en frente de las costas colombianas. Este sistema ha mostrado debilitarse durante la fase El Niño del ENSO e intensificarse durante La Niña (Poveda, 2004).



**Figura 4-5. Esfuerzo medio del viento (vectores) y el rotacional del esfuerzo del viento (colores) promediados desde Agosto de 1999 hasta Julio de 2002. El color azul indica surgencias (hemisferio norte). Las unidades del rotacional son  $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ . El círculo rojo señala el Istmo de Panamá. Modificado de Kessler, 2006.**

El comportamiento estacional de los vientos indica que para la primera estación del año (diciembre a mayo) dominan en la cuenca los vientos Alisios del Noreste, que ingresan a través del Istmo de Panamá y sufren un recurvamiento hacia el continente. Durante el trimestre diciembre a febrero llegan a su máximo estacional, con velocidades de hasta 8 m/s en la parte norte de la cuenca y se debilitan en la parte central, donde chocan con vientos más débiles (4 m/s) del sureste. Durante la segunda estación (junio a noviembre) los Alisios del Sureste se intensifican, llegando a su máximo en el trimestre de septiembre a noviembre, con valores de hasta 10 m/s desde el sur hasta el centro de la cuenca. Este comportamiento es característico de la zona, de acuerdo a lo planteado por Poveda y Mesa (2000), Poveda et al. (2001), Poveda (2004).

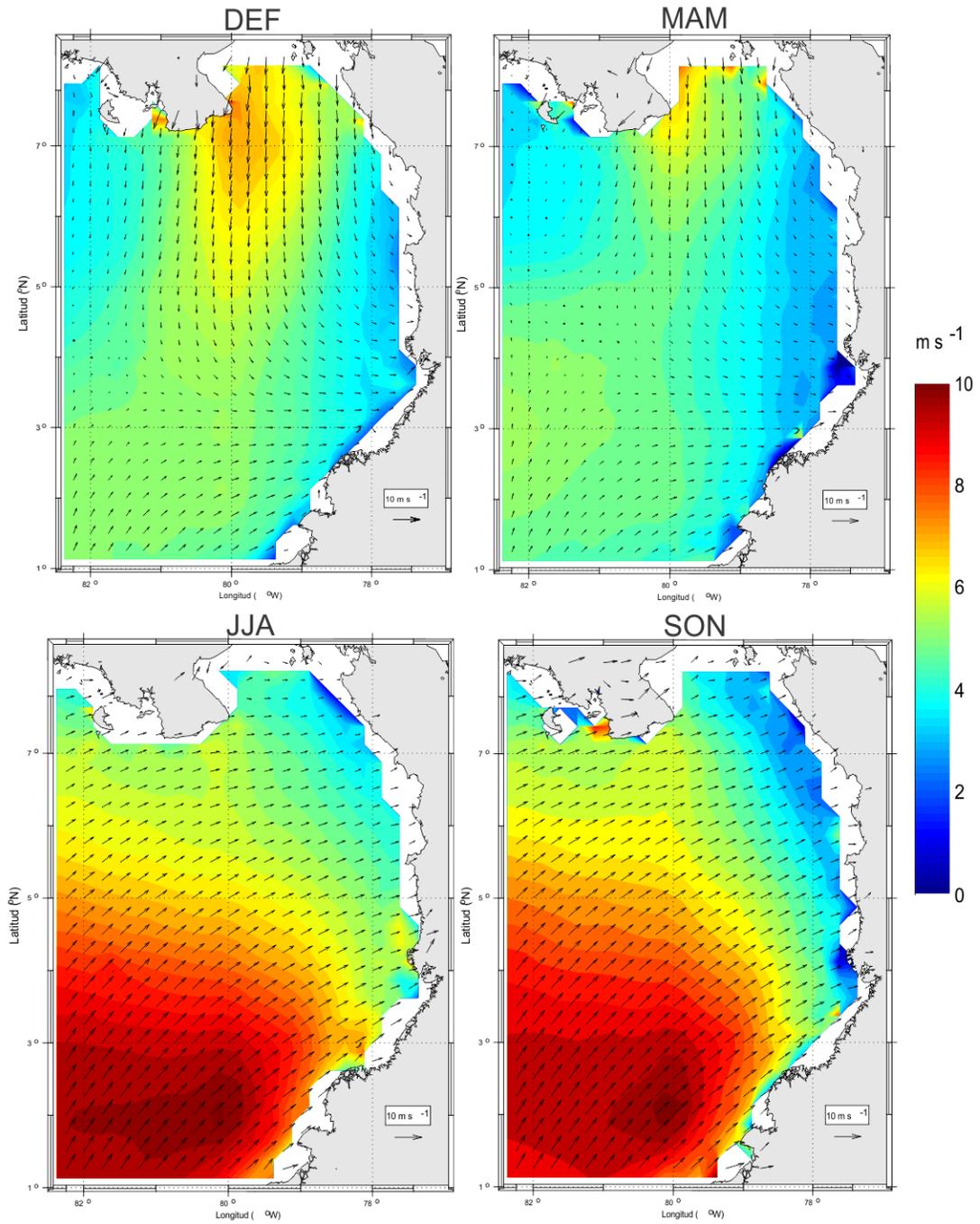


Figura 4-32. Variación trimestral de los vientos en la cuenca de Panamá a partir de la base de datos CCMP, promedio desde 1 enero de 1989 hasta 31 de diciembre de 2009.

### 4.3 Oceanografía regional

Desde el punto de vista de la circulación oceánica, la Isla Gorgona se encuentra en la zona de acción del Giro de Panamá, que se encuentra delimitado por El Istmo de Panamá (9°N), Puntilla Santa Elena (2°S) y 81°W pasando por las costas de Panamá, Colombia y Ecuador (Rodríguez-Rubio et al, 2006).

Cuando la ZCIT se encuentra en la latitud mínima, alrededor de los 2°N, e ingresan los Alisios del Noreste a la cuenca, la Contracorriente Norecuatorial (NECC por sus siglas en inglés, línea punteada roja en la Figura 4-7) que trae aguas cálidas desde el Pacífico Oeste, no puede ingresar al sistema de corrientes del Giro de Panamá, pues los vientos impiden su paso (Kessler, 2006). En estas condiciones, la región del Giro de Panamá presenta variaciones en (Rodríguez-Rubio et al, 2006): (1) *temperatura superficial del mar* (Figura 4-34 a.) con agua más fría (25 -26.5°C) que el agua adyacente (26.5 -29°C). (2) *anomalías del nivel del mar* (Figura 4-34 c.) típicas de un giro ciclónico asociado a eventos de surgencia con la corriente costera hacia el norte. (3) *esfuerzo del viento* (Figura 4-34 e.) en sentido norte-sur, (4) *corrientes geostróficas* (Figura 4-34 g.), que influenciadas por los vientos generan dos sistemas de circulación, uno hacia el norte subiendo por la costa y otro hacia el sur de la cuenca; en rojo se muestran los vectores que indican las direcciones de los giros, uno ciclónico y otro anticiclónico (en dirección de las manecillas del reloj).

En verano (julio a septiembre), cuando la ZCIT se encuentra posicionada más al norte (entre 8 y 10°N), la NECC puede alcanzar la circulación del Giro de Panamá (Figura 4-7) y lo alimenta con aguas más cálidas, desapareciendo el patrón de núcleo frío que se hacía evidente en los meses de enero a marzo (Figura 4-34b.). Las *anomalías del nivel del mar* para este momento muestran un patrón de giro anticiclónico, implicando corrientes costeras hacia el sur. El giro anticiclónico genera anomalías positivas del nivel del mar, aumentándolo del orden de 3 a 12 centímetros en el centro del mismo (Figura 4-34 d.). Como la ZCIT bloquea el paso de los vientos Alisios del Norteste (Kessler, 2006), el *esfuerzo de los vientos* que se muestra en la Figura 4-34 f. se debe al recurvamiento de los vientos Alisios del Sureste, que logran influenciar toda la cuenca del Pacífico colombiano (Figura 4-5).

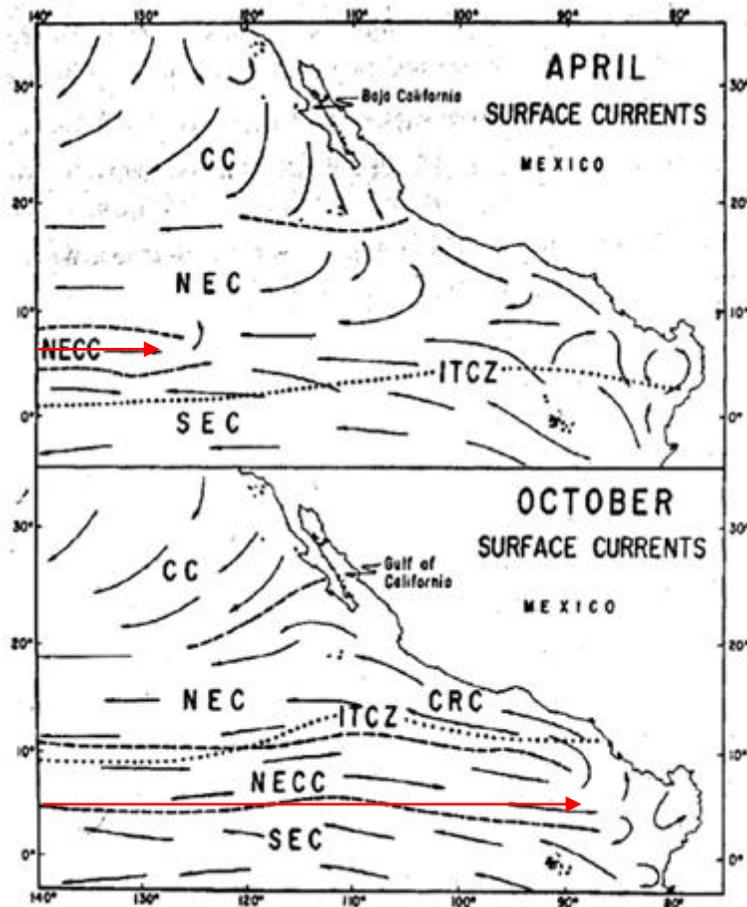
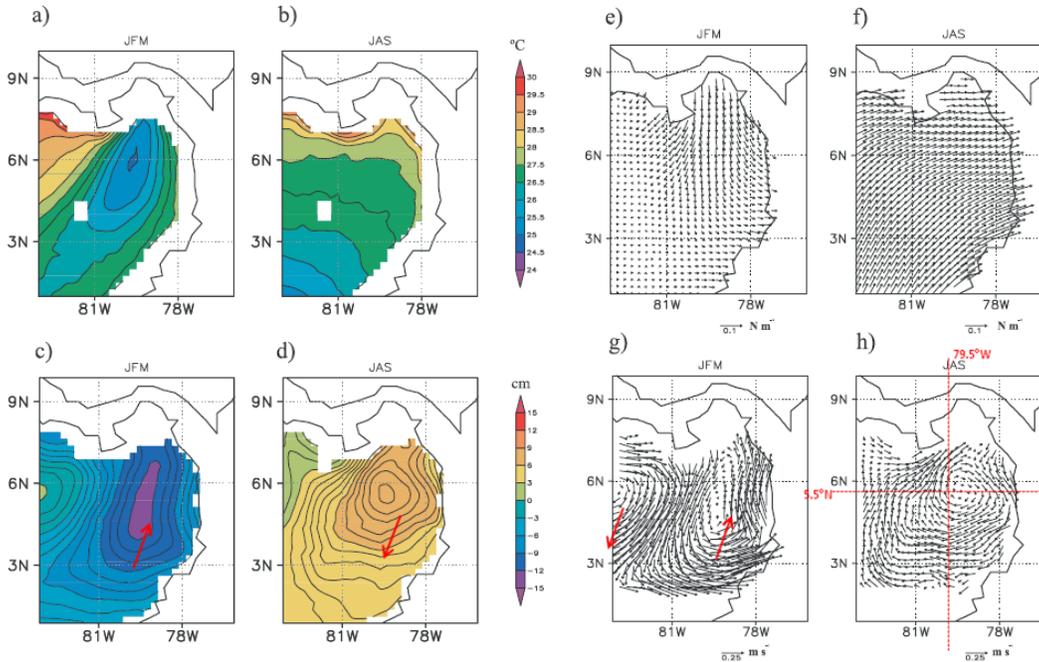


Figura 4-7. Ciclo anual de la circulación superficial basado en boyas de deriva y barcos. Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ siglas en inglés), Corriente de California (CC), Corriente Ecuatorial del Norte (NEC), Contracorriente Norecuatorial (NECC, en rojo), Corriente Surecuatorial (SEC) y Corriente Costera de Costa Rica (CRC). Modificado de Kessler, 2006.

Con la llegada de los vientos del sur, la magnitud del esfuerzo se intensifica hasta aproximadamente  $0.1 \text{ N/m}$ . El sistema de corrientes geostroficas se redefine, pasando de tener dos giros en sentidos opuestos a tener un solo giro anticiclónico centrado en  $5.5^\circ\text{N}$  y  $79.5^\circ\text{W}$  con velocidades máximas de  $0.2 \text{ m/s}$  (Figura 4-34 h.) (Rodríguez-Rubio et al, 2006).



**Figura 4-34. Mapas de a) y b) Temperatura superficial del mar para los meses de enero a marzo y julio a septiembre respectivamente, c) y d) Anomalías del nivel del mar, e) y f) Esfuerzo del viento, g) y h) Corrientes geostróficas. Modificado de Rodríguez-Rubio et al, 2006**

El oleaje del Pacífico colombiano ha sido estudiado por diversos autores (González et al. 1992, López et al. 1993, Martínez et al. 1995, Correa 1996, Correa y González 1998, Restrepo et al. 2002) con datos de oleaje visual obtenidos de la base de datos ICOADS. Otros estudios han implementado modelos numéricos como el *Wave Watch III* (NWWIII) para determinar el oleaje en aguas profundas en el Pacífico Colombiano (Agudelo 2003, Restrepo et al. 2009).

A continuación se presentan los resultados de Restrepo et al. (2009) quienes describen el clima del oleaje de la zona a partir de la simulación de 21 años (1979 – 2000) con el NWWIII. El Pacífico colombiano se caracteriza por un oleaje de aguas profundas con alturas significantes ( $H_s$ ) entre 0.29 y 2.23 m y periodos ( $T_p$ ) asociados entre 5.0 y 23.0 s.

Los frentes de onda tienen tres direcciones dominantes, Suroeste (SW) con 47.2% de probabilidad,  $H_s$  de  $0.91 \pm 0.2$  m y  $T_p$  de  $13.8 \pm 1.8$  s. Sur-suroeste (SSW) con 28.8% de probabilidad,  $H_s$  de  $0.92 \pm 0.2$  m y  $T_p$   $13.4 \pm 1.7$  s. También se presenta un oleaje típico desde el Noroeste-oeste (NWW) con 10.8% de probabilidad de ocurrencia, con  $H_s$  hasta de 2.23 m y  $T_p$  entre 7.0 y 23.0 s.

Durante la mayor parte del año (marzo - diciembre) el oleaje proviene del SW y SSW, con periodos asociados de  $13.8 \pm 1.8$  s y  $14.0 \pm 1.8$  s, y alturas significantes entre  $0.83 \pm 0.16$  m y  $0.96 \pm 0.22$  m. En los meses de enero y febrero (cuando la ZCIT está llegando a su mínima latitud) el oleaje incidente se caracteriza por provenir desde el NWW, con alturas significantes entre  $0.89 \pm 0.22$  m y  $0.99 \pm 0.26$  m, y periodos entre  $13.8 \pm 2.0$  s y  $14.0 \pm 1.9$  s (Restrepo et al. 2009).