Università degli Studi di Ferrara

Universidad de Cádiz

International Ph.D. Course

In

Earth and Marine Sciences

CYCLE XXXII

DIRECTOR Prof. Massimo Coltorti

Geomorfología de las bahías en Z de la provincia de Cádiz

Scientific/Disciplinary Sector (SDS) GEO/04

Candidate

Dott. Rodríguez Polo, Silvia

_____

(signature)

Supervisor

Prof. Del Río, Laura

_____

(signature)

Prof. Benavente, Javier

_____

(signature)

Years 2016/2019

Dedicado a mi compañero de vida, Curro
A mis padres, Manuel y Rafaela
A mi hermano, Manuel

Y a mis abuelas, Rafaela y Dolores (in memoriam).

Siempre que sueño las playas,
las sueño solas, mi vida.
...Acaso algún marinero...
quizás alguna velilla
de algún remoto velero.

Siempre que sueño las playas
Marinero en tierra
Rafael Alberti, 1902-1999

Agradecimientos

Llegar hasta aquí ha sido un largo, y a veces duro, camino. Hace más de diez años que esta Tesis comenzó a gestarse, pero por diversas circunstancias se quedó guardada en un cajón durante siete años. No fue fácil desempolvarla y darle brillo. Cambio de título, de director y hasta de programa de doctorado. Pero el deseo de volver a hacer lo que me gusta y las ganas de terminar el trabajo empezado, me llevan hoy a escribir estas líneas. Aunque ha habido algunas piedras durante el camino (desde pequeños guijarros hasta bloques), han sido muchos los que me han acompañado, alisándome el camino y a los que les estaré siempre infinitamente agradecida.

En primer lugar quería dar las gracias a mis directores de Tesis, Laura Del Río y Javier Benavente. Gracias, no sólo por vuestra dirección, vuestros consejos y correcciones en estos últimos tres años, sino por todos los años en los que me habéis ofrecido vuestra amistad desde que llegué al Departamento. Gracias por hacerme un hueco en vuestras vidas y por haber participado en la mía, por vuestra paciencia y comprensión. Un agradecimiento especial a ti, Laura, por tu sororidad, esa palabra que está ahora tan de moda, que me has demostrado en estos últimos años.

A Javier Gracia, por haber confiado en mí durante todos estos años. Por darme la oportunidad de formar parte de este mundillo de la investigación, que a veces resulta tan complicado. Por todas las horas compartidas frente al estereoscopio, explicándome pacientemente los entresijos de la geomorfología. Porque todas tus explicaciones son siempre clases magistrales que valen oro. Por haber sido el causante de despertar mi interés por esta profesión, desde aquellas clases de “Geomorfología litoral” que fueron las mejores de toda la licenciatura. Y sobre todo, por tener siempre la puerta abierta para demostrarme tu apoyo, tu afecto, tu cariño y comprensión. Gracias de corazón.

A la Universidad de Cádiz y a la Universidad de Ferrara, por haberme facilitado realizar esta Tesis respaldada por un contrato predoctoral en el Programa de Doctorado EMAS.

A todo el Departamento de Ciencias de la Tierra. En especial a Giorgio, por haberme dado la oportunidad de formar parte de él, desde aquella entrevista para alumna colaboradora allá por el 2004, de la que salí sin muchas esperanzas. Gracias a Mari Carmen Fernández Puga, por escucharme y darme siempre muy buenos consejos. Gracias a Laura y a Carolina, por ayudarme durante los muestreos. Gracias a Nelson, aunque ya no

esté en este equipo, por su ayuda con el trabajo de campo y con los datos de oleaje. Gracias a todos mis compañeros del becariato por hacerme las estancias allí agradables y amenas. A Julia, a Pedro, a María, a Juan, gracias por estar ahí para apoyarme y ayudarme siempre que lo he necesitado. Gracias a Lara, porque antes si quiera de conocerla, me prestó su ayuda desde Delaware con todos los trámites del programa EMAS. Gracias por habernos allanado el camino a todos los que hemos venido detrás. Fue un placer viajar contigo a Corea del Sur y descubrir la excelente persona y profesional que eres.

Al Centro de Investigação Marinha e Ambiental de la Universidad del Algarve por haberme acogido como una más durante mi estancia. En especial al Dr. D. Óscar Ferreira por ayudarme con la gestión de todos los trámites administrativos, por hacerme sentir como en casa, por sacar siempre tiempo para mis consultas y aconsejarme y ayudarme a interpretar los resultados de mis estudios. A Susana, Isabel, Katerina y Rita, por hacer de los almuerzos un ratito de humor e inmersión en la cultura portuguesa. Susana, tus historias y tu manera de contarlas son medicina para el alma. Gracias también a mi compañero de oficina, Mukesh, por su paciencia ayudándome a mejorar mi conversación en inglés y por descubrirme costumbres de la cultura india.

Al Instituto Español de Oceanografía, en especial a la Dr. D.ª Nieves López del Centro Oceanográfico de Málaga, por poner a mi disposición el Laboratorio de Sedimentología y Geoquímica para el análisis de mis muestras, por enseñarme pacientemente todos los protocolos a seguir y por su disponibilidad y dedicación para atender siempre todas mis dudas. Muchas gracias también al resto de integrantes del grupo de Geociencias Marinas, Tomás, Desi, Jose, Patri, Olga y Marina, por su acogimiento y hacer agradable mi estancia. A los Javi, por hacer que las horas de laboratorio pasaran volando. Y a los demás trabajadores del centro, algunos ya jubilados, otros en otros destinos, Juana, Luis, Elvira, Patrick, Ainhoa, gracias por vuestra amistad y cariño. Y a Luismi y a Yolanda, gracias por contar conmigo para participar en vuestras campañas oceanográficas, por vuestros consejos y amistad.

Al comité organizador del International Coastal Symposium 2018 por concederme el premio "Young Scientist Award" y a Guillot Benoît, *chairman* de la sesión "Dunes, Beaches and Coast" por proponerme como candidata.

A las doctoras D.ª Susana Costas y D.ª Amaia Ruiz, por su dedicación durante la revisión de esta Tesis, incluso en su periodo vacacional. Por todos sus comentarios, consejos y correcciones que han contribuido a que este trabajo mejore considerablemente.

A los responsables del Parque Metropolitano Marismas de Los Toruños y Pinar de La Algaida, en especial a su exdirector Juan Martín, por facilitarme el acceso a la zona de muestreo. Gracias también a Puertos del Estado, por proporcionarme los datos históricos de oleaje.

A mis amigos, a los de toda la vida y a los que he ido encontrando por el camino estos años. A Sonia, por toda una vida llena de recuerdos juntas y porque aunque la distancia nos separe, siempre está ahí para apoyarme, escucharme, aconsejarme y levantarme el ánimo. A Andrés, porque a pesar de que nuestras vidas tomaran caminos diferentes, siempre he tenido su amistad y su apoyo. A Manolo, por su amistad, su talento y su arte (gracias por esta maravillosa portada). A Mónica, porque no podría haber tenido una compañera de piso mejor (gracias por tu apoyo y por ese humor que consigue hacerme reír a carcajadas). A Celia, por su amistad sincera durante todos estos años y por estar siempre dispuesta a echarme una mano con los muestreos y con lo que haga falta. A mis chilenos favoritos, Pedro y Andrea, porque aunque nos separen más de 10 000 km y un océano, siempre están ahí para lo que necesite. Gracias Pedro, por tu amistad y tu sentido del humor. Gracias Andrea, por tu positivismo, tus consejos y por estar siempre dispuesta a ayudarme con mi desastroso inglés. Gracias a Tania y a Cristóbal, por hacerme desconectar de la Tesis, al menos por unas horas, por nuestras accidentadas rutas de senderismo, nuestras comilonas y celebraciones. Gracias a Vanessa y a Ela, por apoyarme y animarme en los días grises. Gracias a Puerto, Jose, Víctor, Ale, por los ratitos de desconexión que hacen retomar el trabajo con más ganas. Y gracias a Mirian, porque no ha habido una semana en los últimos meses en la que no me haya escrito para preguntarme cómo estoy y darme ánimos. Gracias también a mis excompañer@s del 061, por animarme a volver "a mis playas".

A mi familia, en especial a "Los Polos", por su apoyo en estos últimos meses que han sido tan duros para tod@s. A mi Blacky y a mi Cai, aunque muchos no entiendan esto, por su compañía y su amor incondicional.

A mis padres y a mi hermano. Por su apoyo continuo y su compresión en cada una de las decisiones que he tomado, aunque eso supusiera estar a cientos de kilómetros.

A Curro, por TODO, en el más estricto sentido de la palabra. Gracias por tu cariño, tu paciencia, tu apoyo, tu compresión y tu ayuda. Porque no hubiera podido llegar hasta aquí sin ti.

Resumen

El objetivo principal de esta Tesis Doctoral es el estudio de las características de las bahías en Z del litoral de la provincia de Cádiz, incluyendo su evolución, comportamiento actual y tendencia futura.

Las bahías en Z se desarrollan al abrigo de una irregularidad costera y su origen se atribuye principalmente a los procesos de refracción y difracción que sufre el oleaje en el saliente costero. Debido a la influencia diferencial que ejerce el saliente costero sobre el oleaje que llega a la playa, suelen mostrar una gradación longitudinal en el régimen energético del oleaje y la pendiente y la granulometría de la playa. El mantenimiento de estas condiciones, permite que la playa alcance una situación de equilibrio, en la que la forma en planta de la bahía en Z se mantiene estable. Sin embargo, la existencia de cambios puntuales en dichas características, como la aparición de eventos extremos de oleaje o la construcción de estructuras ingenieriles (espigones, diques, etc.), así como los cambios de dirección de la llegada de los temporales que pueden producir cambios en el transporte sedimentario, puede llevar a la ruptura de la situación de equilibrio.

Con el fin de cubrir el objetivo principal de esta Tesis, se ha afrontado el estudio de las bahías en Z desde tres perspectivas. En primer lugar, se ha llevado a cabo una caracterización del sedimento y se ha analizado la pendiente de cada playa. Para ello se han realizado campañas de perfilamiento topográfico y toma de muestras de sedimento. Este estudio ha permitido observar las relaciones entre el tamaño de grano medio, el contenido de carbonatos y la morfología del perfil de playa, así como establecer los patrones de distribución longitudinal de la pendiente y del sedimento a lo largo de cada bahía en Z. En segundo lugar, se ha realizado un estudio de la evolución reciente a partir de fotografías aéreas y ortofotografías. Se han obtenido las tasas de cambio de la línea de costa de las últimas seis décadas para cada bahía en Z mediante el empleo de dos indicadores de la línea de costa (línea de pleamares y pie de duna). Por último, se ha llevado a cabo un análisis del estado de equilibrio en el que se encuentra cada bahía. Para ello, se han considerado los resultados obtenidos en el estudio de evolución reciente, se ha realizado un análisis del clima marítimo de los últimos sesenta años de la zona y se ha empleado el *software* MepBay®, en algunas de las bahías en Z. Los resultados han permitido establecer una relación directa entre los eventos extremos de oleaje, las intervenciones antrópicas en la costa, el aumento en la erosión de la playa y la pérdida de estabilidad de las bahías en Z.

Summary

The main objective of this Doctoral Thesis is the study of the characteristics of headland-bays at the Cádiz province coastline, including its evolution, current behaviour and future trend.

Headland-bay beaches are developed downdrift of a natural or artificial coastal headland and their origin is attributed mainly to the refraction and diffraction patterns of waves in a coastal headland. Due to the differential influence exerted by the headland on the waves reaching the beach, they usually show a longitudinal gradation in the energy regime of the waves and the slope and grain size of the beach. Maintaining these conditions allows the beach to reach an equilibrium state in which the planform headland-bay beach remains stable. However, the existence of specific changes in these characteristics, such as the appearance of extreme wave events or the construction of anthropic engineering structures (jetties, dams, etc.), as well as changes in the direction of the arrival of storms situations that can produce changes in the sediment transport, can lead to the breakdown of this equilibrium state.

In order to cover the main objective of this Thesis, the headland-bay beaches study has been approached from three different perspectives. In the first place, a characterization of the sediment has been carried out and the slope of each beach has been analyzed. For this, topographic profiling and sediment sampling campaigns were developed. This study has made it possible to observe the relationships between the mean grain size, the carbonate content and the morphology of the beach profile, as well as to establish the longitudinal distribution patterns of the slope and of the sediment along of each headland-bay beach. Secondly, a study of the recent developments in the evolution of the coast has been made using aerial photographs and orthophotos. The exchange rates of the coastline evolution for the last six decades in each headland-bay beach were obtained by using two coastline proxies (the high-water line and the dune foot). Finally, an analysis of the current equilibrium state in which each bay was found has been performed. For this, considering the results obtained from the recent evolution research, an analysis contemplating the last sixty years of the maritime climate has been carried out in the research area and the MepBay® software has been used in some of the headland-bay beaches. The results have allowed to establish a direct relationship between the extreme wave events, anthropogenic interventions in the coastline, the increased beach erosion and the loss of the stability of the headland-bay beaches.

Índice

Agradecimientos i
Resumen v
Summary vi
Índice viii
1. INTRODUCCIÓN 1
1.1. PRESENTACIÓN 3
1.2. HIPÓTESIS PLANTEADAS 6
1.3. ÁMBITO DE ESTUDIO 7
1.4. OBJETIVOS 8
1.5. ESTRUCTURA DE LA MEMORIA 9
2. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO 11
2.1. ANTECEDENTES REGIONALES 13
2.2. CARACTERIZACIÓN GEOGRÁFICA 15
2.2.1. Climatología 15
2.2.2. Marco fisiográfico 16
2.3. CARACTERÍSTICAS DINÁMICAS 18
2.3.1. Viento 18
2.3.2. Oleaje 20
2.3.3. Mareas 22
2.3.4. Corrientes 23
2.4. MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN HOLOCENA 24
2.5. CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA 27
2.5.1. Playas y dunas 28
2.5.2. Acantilados y plataformas rocosas 46
2.5.3. Marismas y humedales costeros 47
2.6. INTERVENCIONES ANTRÓPICAS 48
3. METODOLOGÍA 54
3.1. INTRODUCCIÓN 56
3.2. CARACTERIZACIÓN LONGITUDINAL 56

3.2.1. Perfilamiento topográfico ... 56
3.2.2. Análisis del sedimento ... 58
3.3. EVOLUCIÓN RECIENTE ... 62
3.3.1. Fuentes de datos utilizados ... 62
3.3.2. Obtención de la línea de costa ... 64
3.3.3. Cuantificación de las variaciones costeras ... 68
3.3.4. Evaluación del error del método ... 72
3.4. ESTUDIO DE ESTABILIDAD ... 78
3.4.1. Datos de oleaje ... 78
3.4.2. MepBay ... 81
4. RESULTADOS ... 84
4.1. INTRODUCCIÓN ... 86
4.2. CARACTERIZACIÓN LONGITUDINAL ... 86
4.3. EVOLUCIÓN RECIENTE ... 164
4.4. ESTUDIO DE ESTABILIDAD ... 220
4.4.1. Análisis de los datos de oleaje ... 220
4.4.2. Análisis de la estabilidad de las bahías en Z ... 227
5. DISCUSIÓN ... 251
5.1. INTRODUCCIÓN ... 253
5.2. CARACTERIZACIÓN LONGITUDINAL ... 253
5.3. EVOLUCIÓN RECIENTE Y ESTADO ACTUAL DE EQUILIBRIO ... 260
6. CONCLUSIONES ... 276
REFERENCIAS ... 281
ANEXO I ... 307
ANEXO II ... 315

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN

Las bahías en Z son sistemas con una forma en planta asimétrica que se desarrollan al abrigo de una irregularidad costera, ya sea natural o artificial (Klein, 2004; Yasso, 1965). Las zonas costeras rocosas representan aproximadamente el 80% de las zonas costeras mundiales (Emery y Kuhn, 1982; Inman y Nordstrom, 1971; Trenhaile, 1987), lo que implica una prevalencia mundial de bahías en Z (Short y Masselink, 1999).

También llamadas playa en forma de medio corazón (*half-heart*) (Richard Silvester, 1960), bahía con forma "crenulada" (*crenulate-shapedbay*) (González y Medina, 2001; R. Silvester y Ho, 1972), playa encabezada o protegida por un promontorio (*headland-baybeach*) (LeBlond, 1979; Moreno y Kraus, 1999; Phillips, 1985; Yasso, 1965), playa en forma de garfio o gancho (*hook-shapebeach*) (Rea y Komar, 1975), playa log-espiral (*log-spiralbay*) (Terpstra y Chrzastowski, 1992; Yasso, 1965), playas en una bahía (*embayedbeaches*) (Short y Masselink, 1999) etc., se caracterizan por presentar una concavidad abierta al mar y una zonación longitudinal bien diferenciada; una zona de sombra curva, una zona intermedia de transición suavemente curvada y una zona distal aguas abajo relativamente recta. Su origen se debe a varios factores, como la refracción y difracción del oleaje en el saliente costero, los efectos causados por la somerización de la columna de agua y el ángulo de aproximación del oleaje (Terpstra y Chrzastowski, 1992).

El estudio de estas playas ha sido abordado por numerosos autores como Yasso (1965), Silvester (1970), Davis y Fox (1972), Finkelstein (1982), Terpstra y Chrzastowski (1992), Komar (1998), Klein (2004), Silveira et al, (2010), Loureiro et al. (2012, 2013; 2014), Fellowes et al. (2019) y Zhang et al. (2019), entre otros. En todos estos trabajos se enfatiza la importancia de las irregularidades costeras (naturales o artificiales) y de la influencia del oleaje en la formación de este tipo de playas. En sus primeros trabajos Yasso (1965) y Silvester (1970) analizaron los principales factores que controlan la forma planimétrica de las bahías en Z, destacando la difracción del oleaje de mar de fondo (*swell*) en torno al promontorio, el ángulo que forma el mar de fondo con la línea de costa, los efectos de somerización en la batimetría de las zonas próximas a la línea de costa y la distribución de la energía del oleaje en la zona de sombra causada por el promontorio. Posteriormente Le Blond (1979) analizó otros elementos también importantes, como la granulometría del sedimento y la pendiente de la playa. Por otro lado, Terpstra y Chrzastowski (1992) estudiaron el origen morfológico de las bahías en Z y dividieron las

playas en tres zonas bien diferenciadas en función de la influencia del promontorio en la línea de costa.

Uno de los aspectos más relevantes de las bahías en Z es la posibilidad de ajuste de su forma en planta a una función matemática. De hecho, varios han sido los modelos empíricos que se han desarrollado para representar matemáticamente la forma en planta de este tipo de playas. Yasso (1965) fue el primer autor en ajustar dicha forma a una función matemática del tipo logarítmico-espiral. Posteriormente Moreno y Kraus (1999) y Martino et al. (2003) utilizaron el modelo de la tangente hiperbólica. Sin embargo, el único modelo que incorpora como parámetros directos la geometría de la bahía y la dinámica del frente costero es el modelo parabólico (Hsu et al., 2008) (Figura 1.1.1.), definido mediante la expresión:

$$\frac{R_n}{R_0} = C_1 + C_2\left(\frac{\beta}{\theta}\right) + C_3\left(\frac{\beta}{\theta}\right)^2 \tag{1.1}$$

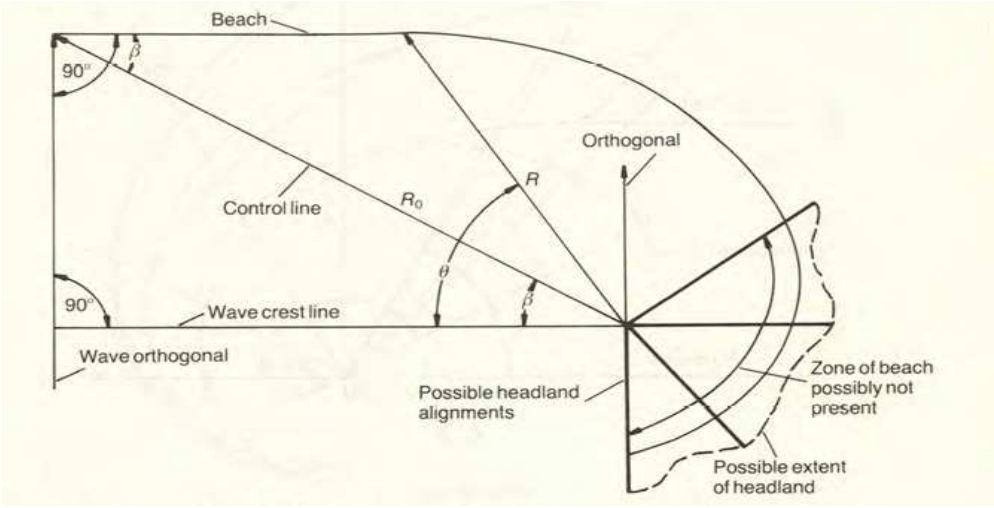


Figura 1.1.1. Variables de la ecuación del modelo parabólico (Hsu y Evan, 1989).

La ecuación del modelo parabólico fue creada por Hsu y Evans (1989) y es la que se utiliza en los trabajos más recientes sobre bahías en Z. Así por ejemplo, Klein (2004) empleó dicha ecuación, en el desarrollo de un *software*, para modelizar el comportamiento de las bahías en Z. Este *software*, llamado MEPBAY® (Model for Equilibrium Planform of Bay Beaches), permite, mediante la utilización de mapas o fotografías aéreas, calcular los parámetros del modelo parabólico para su aplicación y obtención de la línea de costa en equilibrio estático de la bahía en Z. Comparando esta línea de costa teórica con la línea de

costa real que se observa en las fotografías aéreas, se podrá analizar el estado en el que se encuentra la bahía en la actualidad e incluso estudiar su evolución en el tiempo utilizando el registro fotográfico de la zona. También la ecuación del modelo parabólico fue implementada en el modelo numérico SMC (Sistema de Modelado Costero), desarrollado por el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria en colaboración con la Dirección General de Sostenibilidad de la Costa y del Mar durante el período 1995-2002 (González y Medina, 2005). El SMC es un conjunto de metodologías y modelos numéricos que permiten estudiar lo procesos costeros y sus efectos en la costa debidos a eventos naturales o actuaciones humanas en la costa. En trabajos posteriores como el realizado por Raabe et al. (2010) se han utilizado ambas metodologías como herramientas de apoyo en proyectos de ingeniería costera.

Según haya sido su comportamiento evolutivo, las bahías en Z se pueden encontrar en diferentes estados. Silveira et al., (2010) realizaron la siguiente clasificación en cuatro estados basada en una anterior de Hsu et al. (2008);

- En equilibrio estático: el oleaje difractado en el tómbolo rompe simultáneamente a lo largo de toda la bahía, siendo el transporte longitudinal nulo, por lo que la playa tiende a mantener una forma en planta estable independientemente del aporte sedimentario.
- En equilibrio dinámico: el oleaje rompe formando cierto ángulo con la costa generando corrientes longitudinales capaces de transportar sedimento, haciendo que la estabilidad de la forma en planta dependa del balance sedimentario.
- Inestable: son aquellas playas donde se ha producido una reducción del aporte de sedimentos y la línea de costa se encuentra en claro retroceso.
- En remodelación natural: playas con estructuras de ingeniería (espigones, rompeolas, diques…) en las que el sedimento tiende a ser transportado a las áreas protegidas, causando erosión aguas abajo. Para asignar esta clasificación se necesita la verificación del desplazamiento de la línea de costa, bien con datos de campo o mediante una serie temporal de imágenes aéreas.

Como se comentó anteriormente, las bahías en Z son una forma de relieve ubicua en muchas costas del mundo que han existido durante cientos de miles de años de manera natural (Klein et al., 2003). Actualmente, un alto porcentaje de las costas mundiales

experimentan problemas de erosión costera (Zhu, 2010; Pilkey y Cooper, 2014) y en las condiciones actuales de calentamiento climático y aumento del nivel del mar, se espera que el retroceso de la línea de costa vaya en aumento (Jones y Phillips, 2011; Shi et al., 2015). Debido a esto, el estudio de las bahías en Z es importante tanto en el contexto de la geomorfología como de la ingeniería litoral, ya que su desarrollo de manera artificial, mediante la construcción de diques y otras estructuras antrópicas, se usa para controlar la erosión costera (Hsu et al. 1989, 2008; Iglesias et al., 2010). Además, el modelado de su forma en planta puede utilizarse como herramienta de planificación y predicción de la evolución de la costa tras la construcción de nuevas estructuras costeras como espigones, diques, rompeolas, etc. (Iglesias et al., 2009).

En la costa sur de España son escasos los estudios existentes sobre bahías en Z. Cabe señalar algunas Tesis de Licenciatura y Tesis Doctorales realizadas en el seno de la Universidad de Cádiz, que han abordado el estudio de las bahías en Z desde diversos puntos de vista. Así, Martínez del Pozo (2000) realizó un estudio morfométrico de detalle de una de las principales bahías en Z de la costa de Cádiz, llevado a cabo mediante fotogrametría. Por otro lado, Del Río (2007) realizó un análisis de los riesgos de erosión costera en el litoral gaditano, incluyendo en su estudio algunas de las bahías en Z existentes en el frente atlántico de la provincia. En cualquier caso, no existe ningún estudio morfológico de detalle dedicado a las bahías en Z en las costas gaditanas, tanto atlántica como mediterránea. Debido a este vacío de información y a la relevancia de las bahías en Z a nivel mundial, esta Tesis pretende llenar ese hueco con el fin de establecer el comportamiento, la evolución y las tendencias futuras de dichos sistemas en la costa gaditana.

1.2. HIPÓTESIS PLANTEADAS

La existencia de cambios puntuales en las características que definen la situación de equilibrio de las bahías en Z (patrones de refracción y difracción del oleaje, distribución de la energía de ese oleaje, configuración morfológica y batimétrica de la costa), como la aparición de situaciones de temporal o la realización de construcciones antrópicas (espigones, diques, etc.), donde se pueden producir cambios en el transporte sedimentario, generan la ruptura de la situación de equilibrio (Perlin y Dean, 1978; Silvester, 1970).

Muchas de las bahías en Z estudiadas han ido alcanzando el estado de equilibrio hasta al menos la primera mitad del siglo XX, debido principalmente a las condiciones existentes en los últimos dos mil años (oscilaciones relativas del nivel del mar por causas

tectonoeustáticas, cambios climáticos, actividad antrópica y efecto erosivo de procesos de alta energía como tsunamis o temporales) (Alonso et al., 2009). A partir de entonces, las obras de ingeniería costera y las actuaciones antrópicas han cambiado la morfología de estas playas, alterando esa situación de equilibrio.

Las bahías en Z presentan una zonación bien diferenciada debido a la variación en la influencia que ejerce el saliente costero sobre la playa. Por este motivo, en estos sistemas suele aparecer una gradación longitudinal en el régimen energético del oleaje y en la pendiente y granulometría de la playa (Finkelstein, 1982; Terpstra y Chrzastowski, 1992). Se han realizado diversos estudios al respecto (Krumbein, 1944; Bascom, 1951; Finkelstein, 1982; Klein *el al*., 2005), aunque no parece existir ningún patrón común, ya que generalmente esta gradación depende del tipo de costa y de su ubicación (Trenhaile, 1997).

La aplicación del modelo parabólico permite estudiar el estado en el que se encuentran las bahías en Z, así como las desviaciones que presentan con respecto a la situación de equilibrio, e incluso predecir sus tendencias futuras (Klein, 2004).

Las tormentas y los eventos de oleaje extremo son una de las principales causas de erosión y cambios costeros a corto plazo (Stone et al., 1997; Donnelly et al., 2001; Cooper et al., 2004.; Anfuso et al., 2016). El estudio del clima marítimo de la zona de estudio de los últimos sesenta años, permite relacionar los cambios ocurridos en la costa con la ocurrencia de estos eventos.

1.3. ÁMBITO DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra en el suroeste de España, en la costa suratlántica y mediterránea de la provincia de Cádiz (Figura 1.3.1.) y supone aproximadamente unos 180 km de longitud. Se trata de un total de doce bahías en Z del litoral gaditano localizadas entre las inmediaciones de Punta Huete (El Puerto de Santa María) hasta el estuario del río Guadiaro, cerca del límite con la provincia de Málaga. De las doce bahías, diez se encuentran en la vertiente atlántica y dos en la vertiente mediterránea.

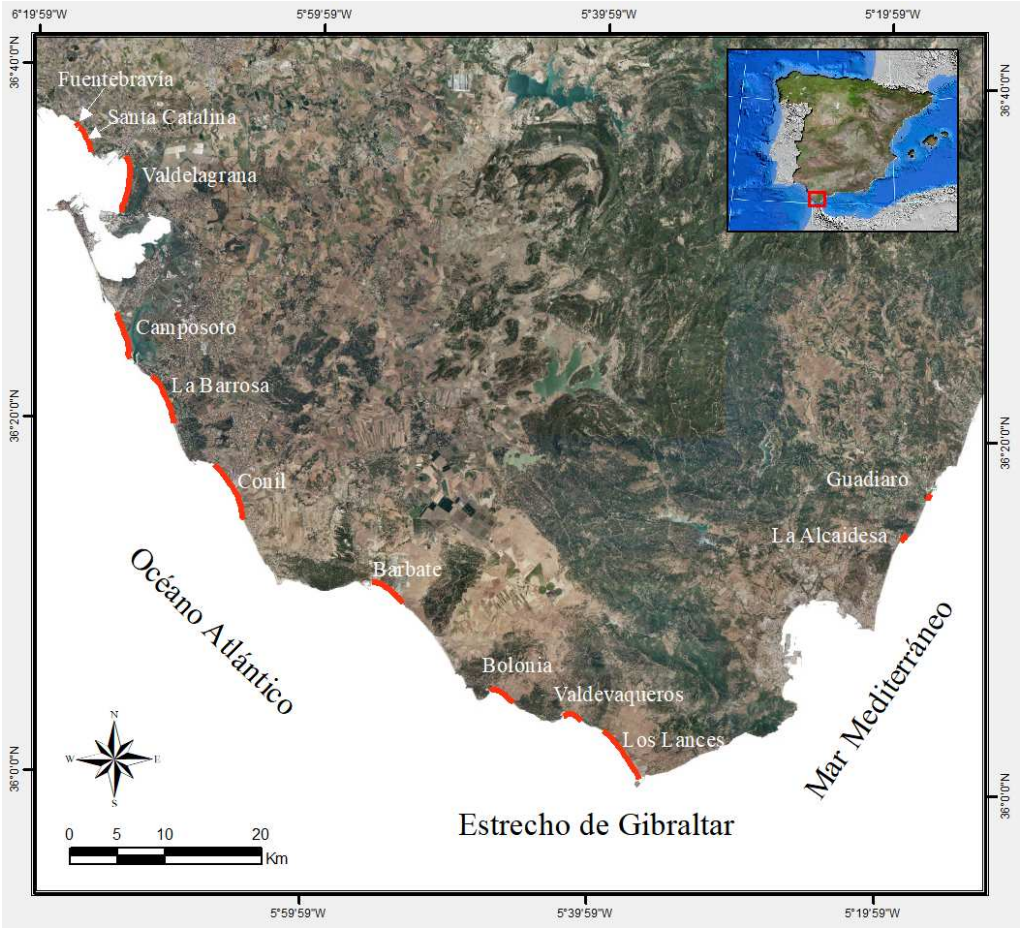


Figura 1.3.1. Localización del área de estudio, "Datum ETRS 89". En rojo se muestran las playas investigadas. Fuente: Elaboración propia a partir de datos de la REDIAM (Red de Información Ambiental) de la Junta de Andalucía.

1.4. OBJETIVOS

El presente trabajo tiene como objetivo principal investigar las características de las bahías en Z del litoral de la provincia de Cádiz, incluyendo su evolución, comportamiento actual y tendencia futura. Para ello se han establecido los siguientes objetivos específicos:

1. Determinar la evolución de dichos sistemas en los últimos sesenta años y analizar su estado actual, con especial énfasis en establecer si han alcanzado o no el estado de equilibrio con las condiciones hidrodinámicas y sedimentarias del entorno.
2. Conocer la relación entre la forma en planta de las bahías en Z, las variaciones longitudinales del perfil de playa y la distribución de las características del sedimento.
3. Establecer previsiones de los posibles cambios morfológicos futuros según el estado actual en el que se encuentren las bahías en Z.

1.5. ESTRUCTURA DE LA MEMORIA

El trabajo de investigación presentado se centra en el estudio geomorfológico de las principales bahías en Z de la provincia de Cádiz. Para ello se ha estructurado en seis capítulos. Concretamente, la estructura de la presente Tesis es la siguiente:

- En el primer capítulo se introduce el tema de estudio, se plantean las hipótesis de partida, se presenta el ámbito de estudio, así como los objetivos generales y específicos del presente trabajo.

- En el segundo capítulo se describen las características del área de estudio, incluyendo los aspectos geográficos y dinámico-climáticos así como los geológico-geomorfológicos. Además se analizan las principales intervenciones antrópicas realizadas sobre la costa del área de estudio.

- En el tercer capítulo se presenta la metodología empleada en el presente trabajo, describiendo detalladamente las técnicas utilizadas para evaluar las características geomorfológicas de las playas estudiadas.

- En el cuarto capítulo se exponen detalladamente los resultados obtenidos en las doce bahías en Z, detallando la relación entre la pendiente y las características del sedimento en cada una de ellas, los cambios costeros y las tendencias evolutivas de la línea de costa, así como el estado de equilibrio en el que se encuentran.

- En el quinto capítulo se presenta una discusión de los resultados obtenidos, donde se realiza un análisis contrastándolos con trabajos previos encontrados en la bibliografía.

- Finalmente, en el sexto capítulo se exponen las principales conclusiones que se extraen del trabajo realizado.

2.DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

En este capítulo se describen las características de la costa de la provincia de Cádiz, donde se encuentran las bahías en Z estudiadas en este trabajo, desde la desembocadura del río Guadalquivir hasta su límite oriental con la provincia de Málaga. En primer lugar se hará un breve resumen de los antecedentes regionales para continuar con una descripción de las características geográficas de la zona, así como de los agentes dinámicos actuales y las características geológicas y geomorfológicas de la misma. Finalmente, se recogen las principales intervenciones antrópicas acaecidas en la zona en las últimas décadas.

2.1. ANTECEDENTES REGIONALES

Numerosos han sido los trabajos y estudios que se han realizado en el litoral gaditano, centrados en diversos aspectos como la evolución cuaternaria, la geomorfología y la cartografía litoral, la sedimentología y la dinámica litoral, la tectónica, el seguimiento de procesos costeros, etc.

Los primeros trabajos realizados en la zona tratan sobre la evolución cuaternaria, siendo el primero destacable el realizado por Gavala (1927), quien elaboró la reconstrucción histórica de la Bahía de Cádiz a partir de datos arqueológicos. A partir de las décadas de los ‘60 y ’70 del siglo pasado aparecen los primeros trabajos sobre evolución geomorfológica cuaternaria en la zona. En este aspecto, destacan las investigaciones de Mabesoone (1963, 1966), quien estudia la evolución cuaternaria de la Bahía de Cádiz a partir del análisis de sedimentos y pone de manifiesto las variaciones en la línea de costa desde Sanlúcar de Barrameda hasta la playa de la Barrosa (Chiclana). Posteriormente, Benkhelil (1976) en su Tesis Doctoral, analiza la evolución paleogeográfica y la tectónica reciente de gran parte de la provincia de Cádiz. Es a partir de la década de los ’80 cuando trabajos como los de Zazo (1980) y Ménanteau (1983) sientan las bases para los posteriores estudios de los niveles marinos litorales de la zona. Seguidamente, trabajos como las Tesis Doctorales de Borja (1992), Lario (1996) y Luque (2002) se centran en el estudio de depósitos históricos y holocenos de la costa gaditana. En esta línea destacan artículos como los realizados por Zazo (1989), Zazo et al. (1996), Dabrio et al. (1999), Gracia et al. (1999, 2000), Lario (2002b) y Alonso et al. (2009), entre otros, donde se relacionan los depósitos cuaternarios de la zona con los cambios eustáticos gracias a análisis geoarqueológicos, dataciones absolutas mediante C^{14}, interpretación paleoambiental y caracterización sedimentológica.

En lo referente a cartografía geomorfológica litoral, el primer trabajo a destacar en la zona es la Tesis Doctoral de Ménanteau (1979) realizada sobre las marismas del

Guadalquivir. Posteriormente han sido varios los trabajos cartográficos realizados en la provincia gaditana. Se pueden destacar los estudios de Guillemot y Arriba (1987), Gracia y López-Aguayo (1996), Gómez-Ponce et al. (1997, 1999), Martínez (2000) y Rodríguez-Polo et al. (2009) en el entorno de la Bahía de Cádiz. En otras zonas del litoral de la provincia destacan trabajos como los de Domínguez (2003), donde se estudia la costa desde Sanlúcar de Barrameda a Rota, o el trabajo de Gracia et al.(2004) en la ensenada de la playa de Los Lances (Tarifa), entre otros. Habría que incluir aquí también los mapas fisiográficos realizados por Ménanteau et al. (1989) en la costa gaditana, así como el mapa geológico a escala 1:50.000, el geomorfológico de España a escala 1:1.000.000 realizado por el Instituto Geológico y Minero de España (Plan MAGNA) y el mapa geológico elaborado por la Consejería de Obras Públicas y Transportes y la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, realizado a escala 1:400.000.

En cuanto a dinámica sedimentaria costera y sedimentología, se encuentran los primeros estudios de carácter mineralógico y textural en el litoral gaditano en los años 60 y 70 con las aportaciones de Mabesoone (1966) y Mélières (1974) en sus respectivas Tesis Doctorales. Posteriormente Pérez-Mateos et al. (1982) realizan un estudio mineralógico y sedimentológico de las provincias de Huelva, Cádiz y Málaga. En la misma línea de trabajo se enmarcan las Tesis Doctorales de Guillemot (1986) y Gutiérrez-Mas (1992) en el entorno de la Bahía de Cádiz. Más adelante, la dinámica sedimentaria reciente y actual de los ambientes costeros del Golfo de Cádiz queda caracterizada en diversas Tesis Doctorales realizadas en el seno de las Universidades de Huelva y de Cádiz. Cabe destacar los trabajos de Borrego (1992) y Morales (1993) en los estuarios del Odiel y el Guadiana respectivamente y de Achab (2000) y Jódar (2001) en el entorno de la Bahía de Cádiz. Posteriormente, se han realizado estudios sedimentológicos (Poizot et al., 2013) y de transporte sedimentario en diversas playas de la Bahía de Cádiz (Benavente et al. 2005, 2006) mediante el empleo de trazadores fluorescentes y naturales como foraminíferos.

En lo referente a la geomorfología litoral del Golfo de Cádiz, encontramos varios trabajos en las mencionadas Universidades. Cabe destacar la Tesis Doctoral de Cáceres (1995), donde se recoge un estudio completo de la geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir y la Tesis Doctoral de Rodríguez-Ramírez (1996), quien estudió la geomorfología tanto continental como submarina del Golfo de Cádiz. En la misma línea, pero centrándose en zonas concretas del Golfo de Cádiz, destacan trabajos como los de Gracia y Benavente (2000), Gracia et al. (2004) y Del Río et al. (2019). En cuanto a los trabajos enfocado en procesos litorales y en la evolución de la línea de costa

del Golfo de Cádiz cabe destacar la Tesis Doctoral de Ojeda (1988) y otros estudios centrados en la costa onubense como los de Ojeda et al. (1997, 2002), Vallejo et al. (2006), Fraile y Ojeda (2007), entre otros, así como la Tesis Doctoral de Del Río (2007), centrada en el litoral atlántico gaditano y la Tesis Doctoral de Prieto (2017), donde se recoge una completa metodología para el estudio de evolución costera en Andalucía.

En los últimos años se han realizados numerosos trabajos de diferentes temáticas centrados en la costa de Cádiz Así por ejemplo, existen diversos artículos, Tesis de Licenciatura, Máster y Doctorado centrados en la Bahía de Cádiz y sus alrededores. Entre ellos se encuentran temas como los efectos de los temporales sobre el litoral de la zona (Reyes et al.,1999; Benavente et al.,2006, 2013; Rangel-Buitrago y Anfuso, 2011a, 2011b; Del Río et al., 2012; Rangel-Buitrago, 2013, entre otros) y de los eventos extremos en la línea de costa (Gracia et al., 2006a; Alonso et al., 2015), el comportamiento morfodinámico y morfológico de sus playas (Muñoz-Pérez, 1996; Benavente, 1997, 2000; Anfuso, 2002; Benavente et al., 2002, 2004; Anfuso et al., 2006; Puig, 2014; Plomaritis, 2015; Talavera, 2019), la caracterización del transporte sedimentario (Muñoz et al., 1999; Anfuso et al., 2003), la relación de los ciclos regionales con el clima marítimo (Rangel-Buitrago y Anfuso, 2012; Plomaritis et al., 2015), la evaluación de la vulnerabilidad costera (Del Río y Gracia, 2007), la evolución de la línea de costa (Martínez, 2000; Domínguez, 2003; Domínguez et al., 2004, 2005; Del Río, 2007; Rodríguez-Polo y Gracia, 2010; Del Río et al., 2013) o la influencia de la actividad humana en la línea de costa (Del Río et al., 2015).

Como se comentó en la introducción y tras revisar la bibliografía de la zona, se observa que son escasos los trabajos centrados en el estudio de las bahías en Z en la costa de Cádiz. En cualquier caso, no existe ningún estudio morfológico de detalle dedicado a las bahías en Z en las costas gaditanas, tanto atlántica como mediterránea.

2.2. CARACTERIZACIÓN GEOGRÁFICA

2.2.1. Climatología

El clima de la costa de la provincia de Cádiz se considera de tipo mediterráneo templado, aunque su situación atlántica hace que presente una mayor humedad atmosférica (71.75 % de media anual), una mayor pluviometría (522.8 mm de media anual) y unas temperaturas máximas y mínimas más suaves (31ºC y 7ºC respectivamente) que las zonas de clima mediterráneo típico (AEMET, 2012).

En los meses estivales, el anticiclón de las Azores (sistema subtropical de alta presión situado en torno a las Islas Azores) se fortalece y se extiende hasta Europa central, caracterizando que el clima de la zona sea cálido y seco durante el verano. A su vez, la baja subpolar de Islandia (sistema de bajas presiones situado entre Groenlandia e Islandia) se debilita y se desplaza hacia el Oeste. Estos dos factores provocan una situación de altas presiones en la costa gaditana donde predominarán los vientos de componente Este (Levante) (Åberg, 2005). En cambio, en los meses de invierno ocurre la situación contraria, el Anticiclón de las Azores se debilita y la baja subpolar de Islandia se fortalece. Esta bajada de las presiones permite que las borrascas del Atlántico alcancen las costas de Cádiz (Åberg, 2005), predominando en la zona los vientos templados y húmedos procedentes del Atlántico (Poniente).

La Oscilación del Atlántico Norte (NAO por sus siglas en inglés) es una rotación a gran escala de la masa de aire en el norte del océano Atlántico, debido a las fluctuaciones en la diferencia de presión atmosférica entre la baja subpolar de Islandia y el anticiclón de las Azores. Determina la variabilidad de clima invernal en la región del Atlántico Norte y se estima mediante el índice NAO, que se calcula como la diferencia de presión a nivel del mar que se produce entre las bajas presiones de Islandia y las altas presiones de las Azores (Hurrell, 1995; Hurrell y Deser, 2010). La climatología del Golfo de Cádiz está fuertemente condicionada por este índice y de su valor dependerán los vientos y las lluvias en la zona. En los períodos en los que el índice es negativo, la presión subtropical disminuye debilitando el Anticiclón de las Azores y la baja subpolar se fortalece, las borrascas atlánticas penetran en la Península Ibérica con mayor facilidad y dan lugar a intensas lluvias y vientos húmedos de componente oeste. En cambio, en los períodos en los que el índice es positivo, la presión del Anticiclón de las Azores aumenta y la baja subpolar de Islandia se debilita y se desplaza hacia el Oeste, los vientos del Este cobran mayor intensidad y el tiempo es cálido y seco (Åberg, 2005).

2.2.2. Marco fisiográfico

La provincia de Cádiz presenta una línea de costa con una longitud total de unos 285 km, de los cuales 220 km corresponden al litoral atlántico y 65 km al litoral mediterráneo. El sector atlántico presenta una orientación NO-SE, interrumpida por diversos tramos con orientación E-O, cambiando a ENE-OSO en el Estrecho de Gibraltar y NNE-SSO entre el Peñón de Gibraltar y su límite con la provincia de Málaga (Figura 2.2.1).

En el litoral gaditano se pueden diferenciar dos zonas desde el punto de vista topográfico. La zona norte, desde la desembocadura del río Guadalquivir hasta el Cabo de Trafalgar, se caracteriza por ser una costa baja, presentar escasos relieves y el predominio de playas y marismas. Las únicas elevaciones destacables se encuentran en los acantilados en torno a Torre bermeja (Chiclana) y Cabo Roche (Conil). En cambio, el extremo sur de la provincia, se caracteriza por relieves de cierta importancia que en algunos casos llegan hasta el mar, como la Sierra de la Plata y la Sierra de Enmedio (Tarifa), presentando cotas máximas en torno a los 500 metros. Estas formaciones dan lugar a los acantilados de Atlanterra, Punta Camarinal y la Peña (Tarifa), generando ensenadas con forma de bahía en Z como las de Bolonia y Los Lances, entre otras. En las inmediaciones del Estrecho de Gibraltar, los relieves de las Sierras del Cabrito y El Bujeo conforman los acantilados que ocupan la totalidad de la costa desde Tarifa hasta Punta Carnero (Algeciras). La costa mediterránea gaditana, desde la Bahía de Algeciras hasta el límite con la provincia de Málaga, vuelve a ser una costa baja que se caracteriza por la presencia de playas y algunos humedales de pequeña extensión (Del Río et al., 2008).

En lo que respecta al relieve sumergido, la plataforma continental presenta pendientes medias inferiores a 0.3º (Fernández-Puga, 2003), extendiéndose hasta una profundidad de 100-120 metros (Lobo, 1995). La anchura de la plataforma varía en gran medida a lo largo de la costa gaditana, de forma que en las zonas norte y central está en torno a los 30 km, pero sufre una brusca reducción en la zona situada frente al Cabo de Trafalgar que continúa hacia el Estrecho de Gibraltar. Así, en el extremo meridional de la costa de Cádiz la anchura de la plataforma es inferior a los 10 km (Fernández-Puga, 2003), reduciéndose aún más en el Estrecho de Gibraltar propiamente dicho y la Bahía de Algeciras.

Entre los ríos que desembocan en el litoral gaditano destaca el Guadalquivir, en el límite septentrional de la provincia, representando la principal fuente de aporte de sedimentos a la zona oriental del Golfo de Cádiz. En su desembocadura forma un estuario de unos 500 metros de anchura en la parte interior y hasta 4 km en la parte exterior (Del Río, 2007). El segundo río en importancia es el Guadalete, cuya desembocadura se sitúa en el interior de la Bahía de Cádiz, de la que constituye la principal fuente de aporte sedimentario, formando un estuario de unos 200 metros de anchura muy modificado por las actividades antrópicas. El tercer río en importancia en el litoral gaditano es el Barbate, que desemboca en la ensenada del mismo nombre, formando un estuario con un pequeño sistema de marismas. En el extremo oriental de la provincia desemboca el río Guadiaro,

formando un pequeño humedal. En la zona de estudio desembocan otros cursos de agua de menor entidad, con influencia local en la dinámica sedimentaria costera (Benavente et al., 2007). Entre ellos cabe destacar los ríos Guadarranque y Palmones, que desembocan en la Bahía de Algeciras, el río Iro o río Salado de Chiclana, que vierte a la zona interna de la Bahía de Cádiz, y el río Salado de Conil, que desemboca en la ensenada del mismo nombre. A ellos hay que añadir pequeños arroyos que desembocan en las ensenadas atlánticas cercanas al Estrecho de Gibraltar, como el arroyo del Valle, el de la Jara o el de la Vega (Figura 2.2.1).

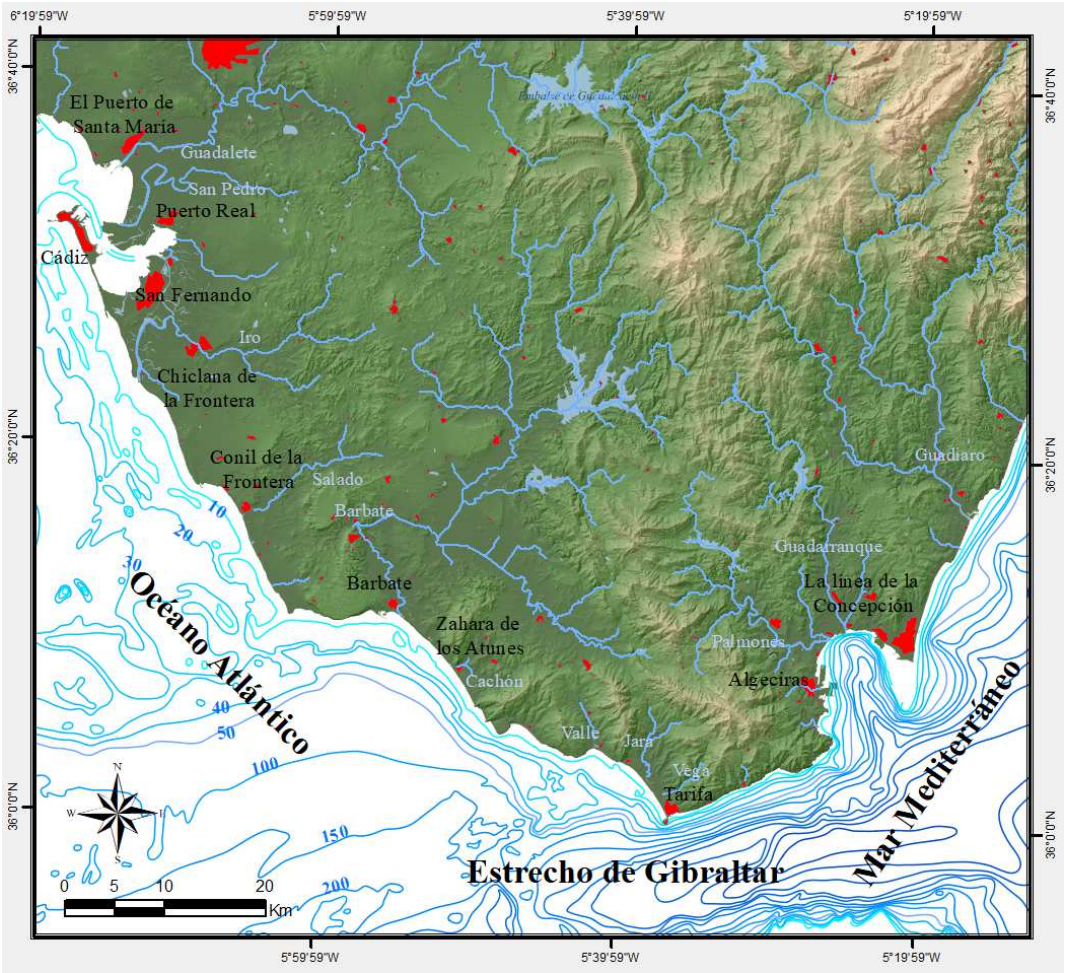


Figura 2.2.1. Mapa fisiográfico de la costa gaditana con indicación de las principales localidades costeras y ríos. Fuente: Elaboración propia a partir de datos de la REDIAM (Red de Información Ambiental) de la Junta de Andalucía.

2.3. CARACTERÍSTICAS DINÁMICAS

2.3.1. Viento

El litoral gaditano se caracteriza por la presencia de fuertes vientos que influyen en gran medida tanto en el clima como en las condiciones hidrodinámicas marinas de la zona

(Benavente, 2000). Los vientos dominantes en la zona de estudio son de componente Este (Levante) y Oeste (Poniente) y su frecuencia e intensidad vienen determinadas por la orientación de la costa, la orografía y la presencia del Estrecho de Gibraltar (Benavente, 2000; Domínguez, 2003) (Figura 2.3.1).

Los vientos originados en el Mediterráneo alcanzan la costa atlántica gaditana procedentes del ESE con una velocidad media de 28 km/h, presentando rachas ocasionales que superan los 100 km/h (Sánchez, 1988), debido al efecto canalizador que ejerce el Estrecho de Gibraltar. Presentan una frecuencia en torno al 20% de media anual y junto a su gran velocidad, van a determinar un importante papel en los procesos de erosión y transporte eólico en la costa atlántica gaditana, donde estos vientos son secos y cálidos al proceder de tierra. En cambio, su escaso *fetch*(distancia a lo largo de la cual pueden soplar sobre el mar) hace que su relevancia como generadores de oleaje en la costa atlántica sea mínima (Benavente, 2000). Esta situación se invierte en la costa mediterránea gaditana, donde los vientos de componente Este son húmedos y presentan un mayor *fetch* que en el litoral atlántico (Del Río et al., 2008).

Por otra parte, los vientos procedentes del Oeste están ligados a las borrascas atlánticas y a las brisas marinas (Sánchez, 1988). Generalmente proceden del ONO, con una velocidad media de 19 km/h y una frecuencia media anual del 13% (Muñoz y Sánchez, 1994). Aunque su intensidad es inferior a los vientos de Levante, tienen un importante papel como generadores de oleaje, especialmente en situaciones de temporal, debido a su elevado *fetch* (Benavente et al. , 2005a). A la costa atlántica, estos vientos llegan cargados de humedad, favoreciendo la compactación de la arena y siendo vientos menos efectivos que los de Levante para el transporte eólico en esta zona. En cambio, esta situación se invierte en la costa mediterránea, donde los vientos procedentes del Oeste son secos y no generan oleaje de importancia. Los vientos de Poniente presentan una intensidad similar a lo largo de toda la costa gaditana, en cambio los vientos de Levante son más intensos y frecuentes hacia el Estrecho de Gibraltar y sus alrededores (Gracia y Benavente, 2000).

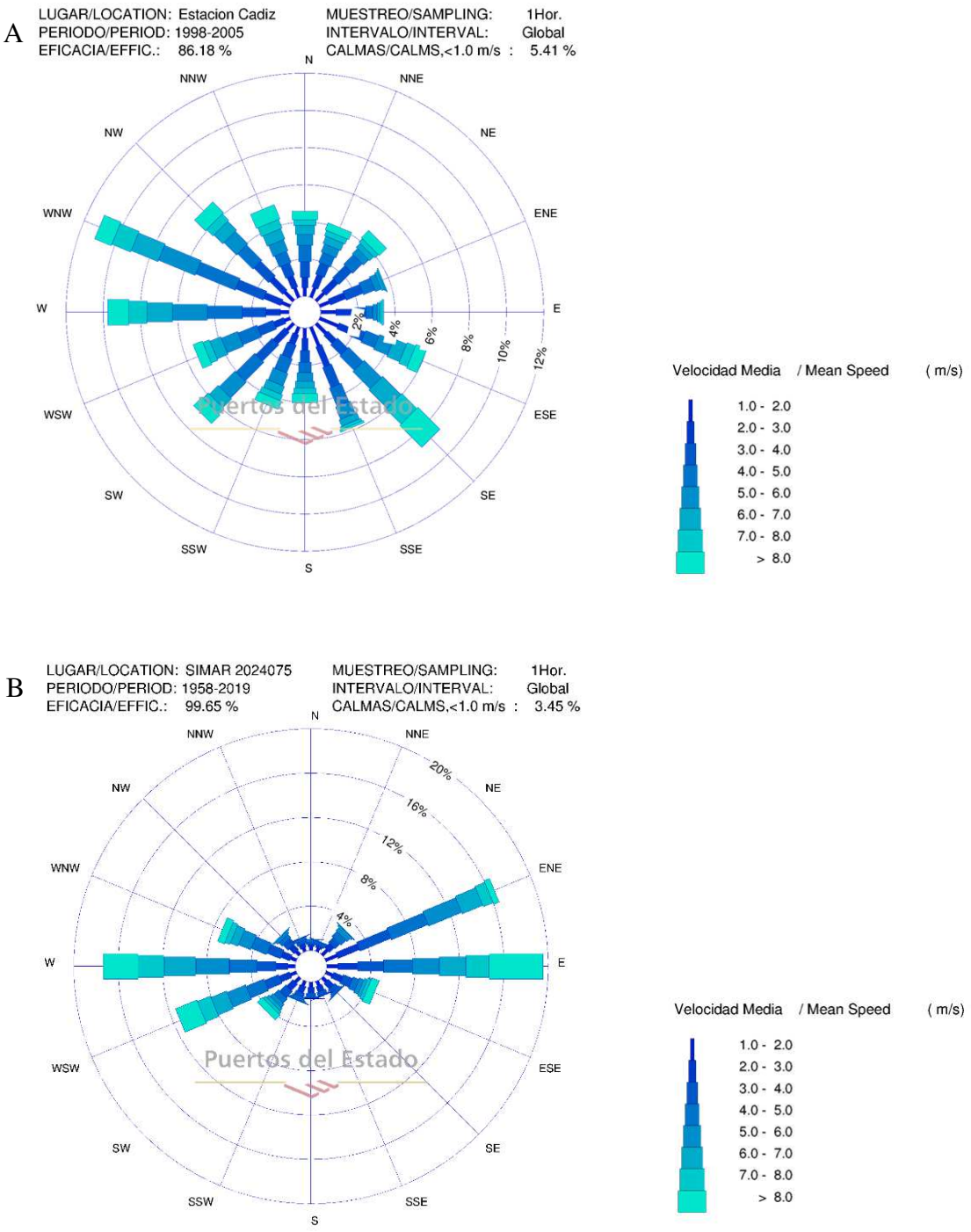


Figura 2.3.1. A: Rosa de viento de la costa Atlántica a partir de datos de la Estación meteorológica de la Bahía de Cádiz, localizada en el Puerto de Cádiz B: Rosa de viento de la costa Mediterránea a partir de datos del punto SIMAR 2024075, localizado en 36,25° N y 5,00° O. (Puertos del estado, 2019).

2.3.2. Oleaje

El oleaje que se aproxima a la costa gaditana está directamente relacionado con el patrón de vientos (oleaje de Levante y de Poniente), siendo este último el predominante como mar de viento (*sea*) y el único generador de mar de fondo (*swell*) de importancia.

Debido a la orientación NO-SE de la mayor parte de la costa, las direcciones predominantes de aproximación del oleaje son O-NO, con una componente SO durante los temporales invernales (Figura 2.3.2). Este oleaje asociado a los vientos de Poniente (Benavente, 2000) es el único que presenta *fetch* suficiente para general mar de fondo, excepto en la costa mediterránea, donde la orientación es SO-NE.

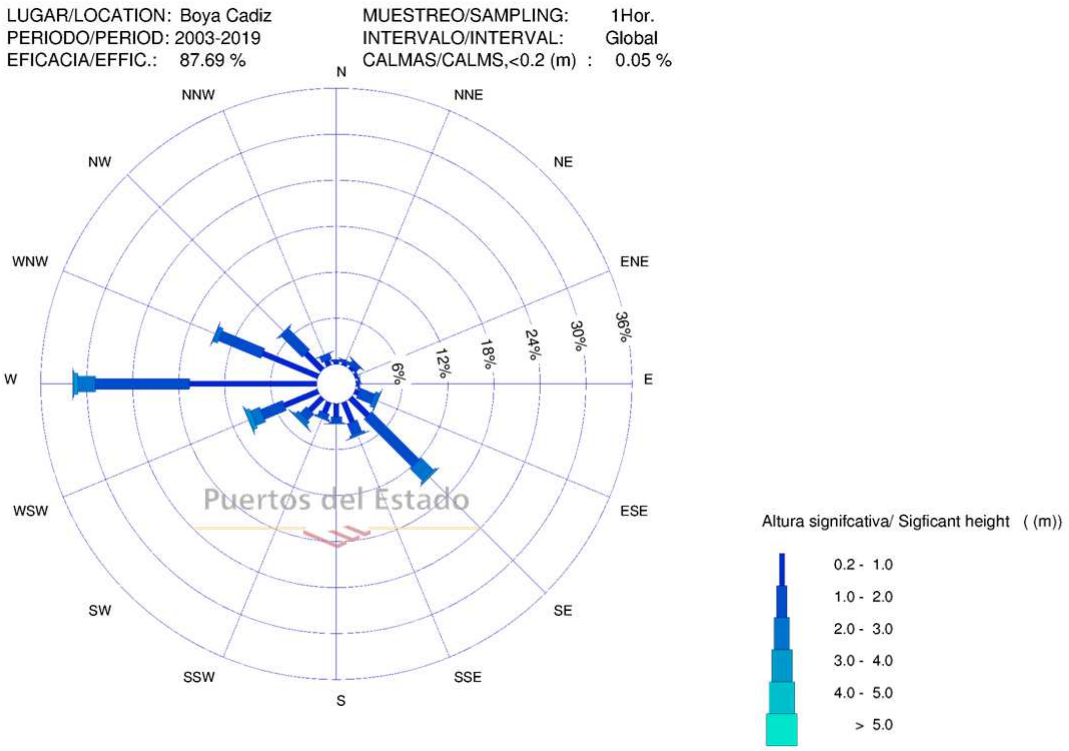


Figura 2.3.2. Rosa de oleaje correspondiente al periodo 2003-2019 a partir de datos de la boya del Golfo de Cádiz, localizada en 36,48° N y 6,96° O (Puertos del estado, 2019).

Los temporales de invierno asociados a las borrascas atlánticas generan oleaje de Poniente que puede superar los 4 metros de altura de ola significante, con un periodo de retorno de 20 años para una altura significante de 7,3 metros (Puertos del Estado, 2019). El oleaje de buen tiempo presenta una altura significante media de 0,6 metros, y más del 70% del oleaje que llega a las costas gaditanas a lo largo del año no superan el metro, considerándose así una costa de baja energía (Benavente, 2000).

Las condiciones de oleaje se ven modificadas en el tercio sur de la provincia, a partir de Cabo Trafalgar aproximadamente, debido a los cambios en la configuración costera y la presencia del Estrecho de Gibraltar. En esta zona los vientos de Levante presentan mayor incidencia y velocidad, debida en parte al efecto canalizador del Estrecho de Gibraltar, anteriormente mencionado. Considerando quela orientación de la línea de costa pasa a ser O-E y SO-NE, determinará que el oleaje predominante en la zona sea de

componente SE (Figura 2.3.3), presentando una menor altura y frecuencia el oleaje de Poniente con respecto al resto de la provincia (Del Río, 2007).

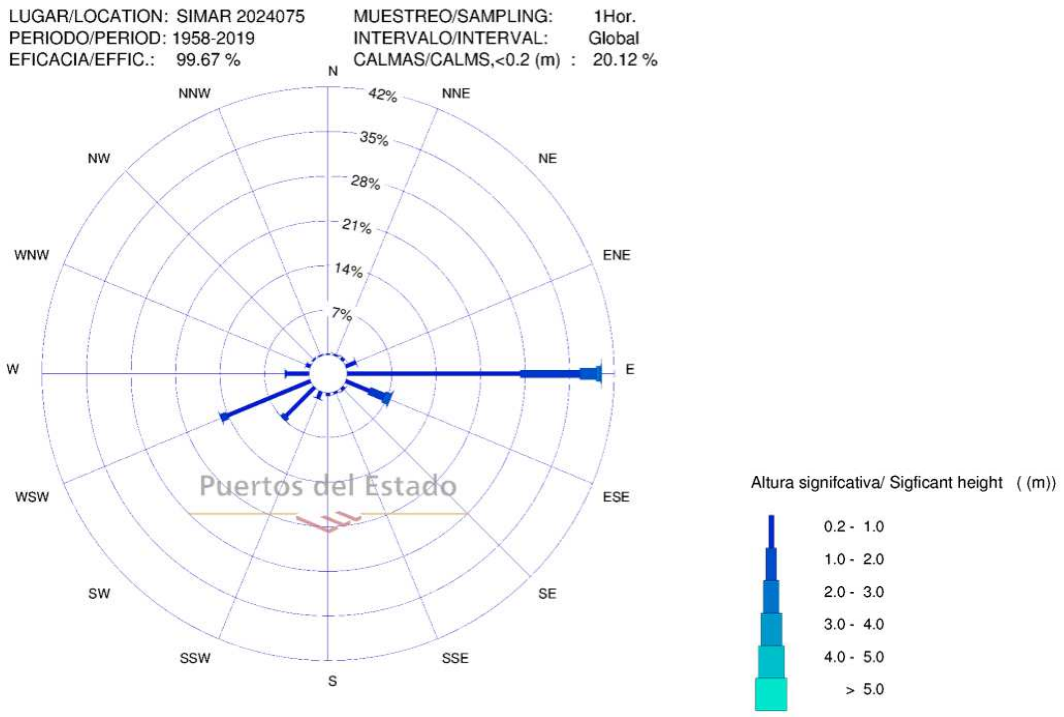


Figura 2.3.3. Rosa de oleaje correspondiente al periodo 1958-2019 a partir de datos del punto SIMAR 2024075, localizado en 36,25° N y 5,00° O. (Puertos del estado, 2019).

2.3.3. Mareas

La marea de la costa gaditana presenta un carácter semidiurno, con dos pleamares y dos bajamares diarias. Además de esta ciclicidad, también presenta periodicidad quincenal, que produce mareas vivas o *sicigias* dos veces al mes, así como las mareas equinocciales, ocasionando las mayores mareas anuales en torno a los meses de marzo y septiembre. La onda de marea se propaga a lo largo de la costa de SE a NO, no obstante, las condiciones de contorno hacen que en las zonas cercanas a costa el flujo de llenante tenga una dirección SO-NE, mientras el reflujo o vaciante circula de NO a SE (Guillemot, 1986).

La onda de marea circula desde el Estrecho de Gibraltar hasta Ayamonte durante el flujo, presentando un desfase entre los dos extremos de 35 minutos. En las cercanías al Estrecho de Gibraltar se produce una progresiva disminución del rango de mareas, debido en parte a la disminución de la anchura de la plataforma continental (Ménanteau et al., 1983) y la proximidad al Mediterráneo. Esta característica particular de la costa gaditana tiene importantes implicaciones en la dinámica litoral de la zona. Por un lado, las costas norte y central de la provincia se pueden considerar de tipo mesomareal según la clasificación de Davies (1964), con un rango mareal medio en mareas vivas (Mean Spring

Tidal Range o MSTR) de 2,96 metros en el puerto de Cádiz, pudiendo alcanzar los 3,74 metros en mareas vivas equinocciales (Benavente, 2000). En cambio, el tercio sur de la provincia presenta un rango micromareal según la clasificación de Davies (J. L. Davies, 1964), pasando el MSTR de 2,3 metros en el puerto de Barbate a 1,22 metros en el puerto de Tarifa (Benavente et al., 2007) y a 1 metro en Algeciras, debido a la disminución de la energía de la onda de marea comentada anteriormente.

Por último, cabe mencionar el efecto producido por las mareas meteorológicas, resultado de la acción de sistemas de bajas presiones, viento en dirección a la costa y rotura del oleaje, que coincidiendo con mareas vivas pueden ocasionar un incremento de hasta 50 centímetros sobre la pleamar astronómica (Plomaritis et al., 2011).

2.3.4. Corrientes

En cuanto a las corrientes que caracterizan el Golfo de Cádiz y el Estrecho de Gibraltar, son complejas y se rigen por el régimen de intercambio de masas de agua entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo (Tejedor et al., 1998). La masa de agua fría atlántica, localizada entre la superficie y los 600 metros de profundidad, se adentra hacia el Mediterráneo sobre el agua cálida mediterránea que discurre sobre el lecho, entre 500 y 1500 metros, hacia el Atlántico (García-Lafuente et al., 2006). Sin embargo, aspectos de la configuración de la costa como la orientación, la morfología costera o la batimetría de la zona sublitoral van a condicionar las corrientes litorales, principales responsables del transporte sedimentario (Del Río, 2007) y determinarán el tipo y grado de incidencia de los principales agentes dinámicos generadores de corrientes litorales (el oleaje y las mareas).

En la zona de estudio, la principal corriente costera es la deriva litoral, que en la costa atlántica está generada por los frentes de oleaje asociados a los vientos de Poniente (Mélières, 1974). Debido a la orientación general NO-SE de la línea de costa, estos frentes alcanzarán la costa con cierto ángulo, lo que origina una corriente de deriva que discurre en sentido Sureste (Guillemot, 1986). La importancia de esta corriente en las zonas norte y central de la costa gaditana queda presente en el desarrollo de barras de arena y flechas litorales que crecen hacia el Sur, como son las de Valdelagrana, Sancti Petri y Barbate. Sin embargo, su magnitud disminuye hacia las cercanías del Estrecho de Gibraltar como consecuencia de la atenuación del oleaje de Poniente, el reducido aporte de sedimentos y la presencia de obstáculos como cabos y promontorios (Benavente, 2000). En cambio, en el litoral mediterráneo, la corriente de deriva se dirige hacia el Suroeste, debido a la

orientación de la línea de costa y a los frentes de oleaje predominantes procedentes del Este.

En cuanto a las corrientes de marea, pueden adquirir velocidades relevantes en determinados puntos de la costa gaditana, como son el estuario del río Guadalquivir, la Bahía de Cádiz y las inmediaciones del Estrecho de Gibraltar.

2.4. MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN HOLOCENA

Las unidades geológicas que afloran en la costa gaditana son el Complejo del Campo de Gibraltar y los materiales postorogénicos de la Depresión del Guadalquivir (Ruiz et al., 1994a, 1994b). Desde el punto de vista geológico, se puede dividir la zona de estudio en dos sectores (norte y sur) en función de la distribución de ambos tipos de materiales y su estructura (Figura 2.4.1).

La parte norte de la provincia, entre la desembocadura del río Guadalquivir y el Cabo de Trafalgar, corresponde a las estribaciones meridionales de la Depresión terciaria del Guadalquivir y está constituida por materiales neógenos marinos y continentales postorogénicos, subhorizontales (Gracia y Benavente, 2000). Esto genera una costa baja, lineal, controlada por fallas recientes (Gracia et al., 1999; Gutiérrez-Mas et al., 2004) que dan origen a diversas bahías y ensenadas, apareciendo pequeños tramos de acantilados costeros de baja altura en los bloques elevados (Del Río et al., 2008).

En cambio, el extremo sur de la provincia corresponde al comienzo del extremo occidental de las Cordilleras Béticas. Aquí aflora el Complejo del Campo de Gibraltar, constituido por arcillas, margas y el llamado "Flysch del Campo de Gibraltar", una alternancia de areniscas y arcillas de origen marino profundo (Gracia, 2008). En esta zona aparecen relieves de cierta importancia formados sobre series de areniscas y calizas terciarias (tanto paleógenas como neógenas), falladas y plegadas por la Orogenia Alpina (Gracia y Benavente, 2000). Hacia el Estrecho de Gibraltar la complejidad tectónica y la deformación aumentan, originando una costa joven y recortada, controlada por accidentes tectónicos que generan alternancia de litologías y por tanto de formas costeras (Gutiérrez-Mas et al., 1991).

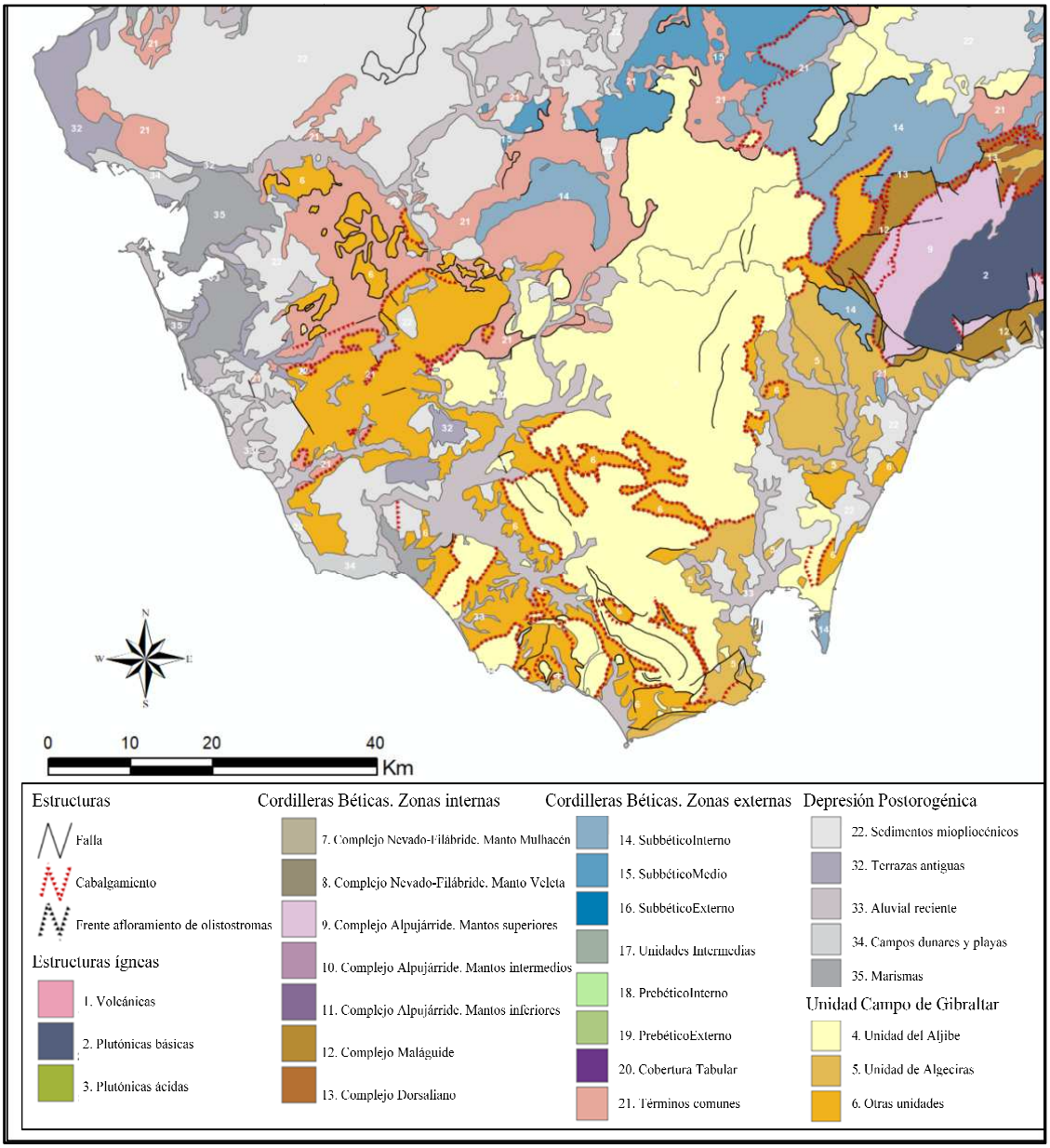


Figura 2.4.1. Mapa geológico de la costa gaditana. Fuente: Elaboración propia a partir de datos de la REDIAM (Red de Información Ambiental de Andalucía) de la Junta de Andalucía.

La evolución cuaternaria de la costa de la provincia ha venido determinada por diversas oscilaciones eustáticas. El movimiento relativo del nivel del mar muestra una notable variabilidad entre distintas zonas, debido a la intervención de factores tanto climáticos como tectónicos (Gutiérrez-Mas et al., 1991; Ménanteau et al., 1983). La existencia de diferentes episodios transgresivos en la zona se constata por la presencia de diversos restos de niveles marinos cuaternarios, fundamentalmente terrazas escalonadas (Borja, 1992; Zazo, 1989; Zazo, Silva, et al., 1999). El análisis de dichos niveles marinos permite constatar un descenso generalizado en su altura desde el sur hacia el norte de la provincia, atribuible a la tendencia a la elevación tectónica que afecta a la zona del Estrecho de Gibraltar (Ménanteau et al., 1983; Silva et al., 2006; Zazo et al., 1999).

La configuración actual de la costa gaditana es la adquirida durante el Holoceno (Zazo, 1989), fundamentalmente a partir del máximo eustático alcanzado durante la Transgresión Flandriense, que en la zona se situó a unos 1,5-3 metros por encima del nivel del mar actual (Gracia et al., 2000; Ménanteau et al., 1983; Ojeda, 1989)y se dio en torno al 6500 BP (Dabrio et al., 2000; Lario et al., 2002a; Zazo, 1989; Zazo et al., 1999; Zazo et al., 1994). Desde el estuario del Guadalete hasta la desembocadura del Guadiaro, todas las ensenadas y entrantes costeros quedaron inundados durante el Máximo Flandriense, generando una costa recortada y la excavación de acantilados en diversas zonas que en la actualidad se encuentran desconectadas de la dinámica marina. Ejemplo de ello son los paleoacantilados de Puerto Real, Barbate, Bolonia o Los Lances (Gracia et al., 2004; Ojeda, 1989; Silva et al., 2006).

La costa fue progradando debido a una serie de descensos sucesivos del nivel del mar, hasta situarse prácticamente al nivel actual, a partir del Máximo Flandriense (Rodríguez-Vidal y Gracia, 2004). El proceso de regularización de la costa gaditana fue la consecuencia de las distintas fases de progradación, quedando éstas registradas en diversos tipos de complejos sedimentarios litorales: depósitos dunares y eolianitas, cordones litorales asociados al crecimiento de flechas, relleno de estuarios, creación de marismas y llanuras mareales, etc. (Lario et al., 2002a; Rodríguez-Vidal y Gracia, 2004; Zazo, 1989). Se suelen diferenciar dos fases progradantes principales separadas por un período de unos 300 años, caracterizado por una sedimentación muy limitada o incluso erosión (Dabrio et al., 2000, 1999). La primera de ellas, entre los 6500 BP y 2700 BP aproximadamente, con sedimentación agradante en los estuarios, y la segunda, entre 2400 BP y la actualidad, con sedimentación cíclica progradante en flechas, barreras y cordones dunares. Este proceso de regularización hizo pasar de una costa en estado inicial o juvenil, marcada por la tectónica, a una costa madura, especialmente en las zonas con importantes aportes de sedimentos desde el continente o con presencia de materiales blandos (Gracia, 1999).

El descenso eustático postflandriense favoreció en la Bahía de Cádiz la formación del sistema de flecha-barrera de Valdelagrana, con la ulterior colmatación del estuario del río Guadalete y la formación de un importante sistema de marismas (Gracia et al., 2000; Ojeda, 1989). La actividad del oleaje y la deriva litoral en la zona externa de la Bahía de Cádiz favoreció el crecimiento de cordón arenoso que unió los restos de plataforma rocosa plio-pleistocena que afloraban en Cádiz y San Fernando, cuya prolongación hacia el Sur generó las marismas de San Fernando y Sancti-Petri debido al cierre de otro sector de la Bahía (Gracia et al., 2000; Ojeda, 1989). En el sur de la provincia, el descenso del nivel del

mar tras el Máximo Flandriense originó el desarrollo de cordones litorales, que por efecto de la corriente de deriva litoral cerraron las ensenadas formadas durante la Transgresión Flandriense, como las de Bolonia, Valdevaqueros y Los Lances, y contribuyó, en algunos casos, a la creación de sistemas de marismas en las desembocaduras de los cursos fluviales (Alonso et al., 2003; Gracia et al., 2004; Ojeda, 1989). La estabilización del nivel del mar en una posición aproximadamente igual a la actual tuvo lugar en torno al 5000 BP (Ménanteau et al., 1983; Zazo, 1989).

2.5. CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA

La costa gaditana es una costa mixta arenosa-rocosa que presenta gran variedad de formas litorales y ambientes costeros. Su evolución reciente, caracterizada por diversas oscilaciones eustáticas y movimientos tectónicos (Gracia y Benavente, 2000), ha condicionado, junto con el tipo de unidades geológicas, esta variedad de ambientes. La orientación y forma de la línea de costa vienen determinadas por las diferentes unidades estructurales que conforman el litoral gaditano (Depresión del Guadalquivir y Cordilleras Béticas), que también determinan la orientación de los cursos fluviales que desembocan en ella (Benavente et al., 2005). Junto con la dinámica de los procesos marinos, son los principales responsables del modelado del paisaje costero.

La zona de estudio queda dividida en dos sectores desde el punto de vista geológico y esto determina las diferentes geomorfologías costeras. Por tanto, en el sector norte predominan las costas bajas, fundamentalmente sedimentarias, con extensas playas arenosas de desarrollo relativamente rectilíneo (Del Río, 2007). Estas formaciones arenosas han aislado zonas interiores de la acción del oleaje, dando lugar a la formación de marismas de gran importancia, donde la dinámica está controlada por las corrientes de marea (Ojeda, 1989). De igual modo, la actividad tectónica reciente ha dado lugar a la formación de bahías y ensenadas como la Bahía de Cádiz o la ensenada de la Barrosa. En los bloques elevados de las fallas aparecen pequeños tramos de acantilados costeros, generalmente de baja altura.

En cambio, en el sector sur predominan las costas rocosas, presentando una alternancia de morfologías, debido a la presencia de accidentes tectónicos como fallas o cabalgamientos (Gutiérrez-Mas et al., 1991). De este modo, los materiales blandos, como las margas del Almarchal, dan lugar al desarrollo de playas en forma de bahías en Z, como las de Bolonia o Valdevaqueros. En cambio, los materiales duros, como las areniscas del Aljibe, generan promontorios con presencia de acantilados, como Punta Camarinal o Punta

Paloma. Como resultado, se genera la individualización de pequeñas unidades fisiográficas relativamente independientes entre sí (Ojeda, 1989).

A continuación se realiza una descripción de las características que presentan los ambientes geomorfológicos del litoral gaditano: playas, dunas, acantilados y marismas.

2.5.1. Playas y dunas

Las playas arenosas son el principal ambiente costero deposicional que aparece en el litoral gaditano, frecuente sobre todo en la mitad norte de la provincia. El principal aporte sedimentario de estas playas proviene de los ríos Guadalquivir, Guadalete y Barbate, el cual se ha visto disminuido en las últimas décadas debido a la regulación de sus cauces mediante embalses. El balance sedimentario costero también se ha visto afectado por las diferentes intervenciones antrópicas llevadas a cabo en la zona, como la construcción de paseos marítimos, escolleras o muros de protección, que han ocasionado alteraciones en la corriente de deriva litoral, encargada de distribuir el sedimento a lo largo de la costa gaditana (Del Río et al., 2008).

Desde el punto de vista morfodinámico, la mayoría de las playas de la zona norte y central presentan un carácter disipativo-intermedio, y su comportamiento muestra un marcado carácter estacional (Benavente et al., 2002; Gracia y Benavente, 2000). Las playas de la zona sur son generalmente más estrechas y con mayor pendiente, presentando estados intermedio-reflectivos, debido principalmente al cambio en las condiciones dinámicas y por encontrarse en ensenadas, al abrigo de los temporales de Poniente (Del Río, 2007; Gracia et al., 2006).

Otro tipo de depósito sedimentario que se encuentran a lo largo de la costa gaditana son flechas litorales arenosas que crecen hacia el SSE-SE, originadas principalmente por la corriente de deriva litoral y situadas normalmente aguas abajo de alguna desembocadura fluvial. Algunas de ellas permanecen activas en la actualidad, como las de Valdelagrana (El Puerto de Santa María), Sancti-Petri (San Fernando) y Barbate, y otras se encuentran ya adosadas al continente, como las de Bolonia, Valdevaqueros y Los Lances (Tarifa). El desarrollo longitudinal de las flechas litorales disminuye hacia el Sur, debido principalmente al alejamiento de las principales fuentes de aporte sedimentario fluvial (Del Río, 2007). En la Bahía de Algeciras la circulación de la deriva de Oeste a Este ha generado una flecha litoral de escasas dimensiones en la desembocadura del río Palmones(Del Río et al., 2008).

Las dunas son otro ambiente deposicional de gran importancia en la costa gaditana. Muestran distintas morfologías dependiendo de la dirección del viento predominante que haya intervenido en su génesis (Gracia y Benavente, 2000).

Así, en el norte y centro de la provincia donde la dirección del viento predominante es de componente oeste, se hallan las dunas de Poniente. En esta zona los vientos húmedos del Atlántico soplan perpendicularmente a la costa, transportando la arena del intermareal y de la playa seca hasta la trasplaya, dando lugar a cordones litorales longitudinales paralelos a la costa, que poseen un desarrollo vertical modesto, una cobertura vegetal significativa y una movilidad baja o nula (Gracia et al., 2006). Ejemplos de ello son las dunas de las playas de Valdelagrana, Sancti-Petri, El Palmar (Vejer) o Los Lances (Tarifa). Estos cordones se caracterizan por presentar una secuencia típica de dunas embrionarias en el frente, dunas primarias a continuación y cordones dunares fijados por vegetación en la zona trasera (Gracia et al., 2006).

En el sur de la provincia se localizan las dunas de Levante, que pueden ser de dos tipos dependiendo de la vertiente en la que se encuentren. Por un lado, en la vertiente atlántica las dunas llegan a construir complejos de grandes dimensiones, ya que el viento del SE que sopla paralelo a la costa transporta la arena a lo largo de toda la playa hacia el norte de la ensenada, al abrigo de los salientes costeros. Ejemplos de ellos son las dunas móviles solitarias de Trafalgar (Barbate), Bolonia y Valdevaqueros (Tarifa). En las zonas expuestas de estas dunas se desarrollan en ocasiones morfologías de tipo barjanoide, únicas en el Golfo de Cádiz (Gracia et al., 2006). Por otro lado, en la fachada mediterránea los vientos de Levante soplan perpendiculares a la costa, dando lugar a cordones dunares paralelos a la playa.

A continuación se describen las características principales de las playas estudiadas en este trabajo.

1. Fuentebravía

Se localiza en el término municipal de El Puerto de Santa María y se encuentra ubicada fisiográficamente entre los promontorios de Punta Huete y Punta Bermeja (Figura 2.5.1.). En este caso la zona de estudio se encuentra entre dos espigones perpendiculares a la costa, tiene una longitud aproximada de 700 metros y una anchura variables entorno a los 40 metros de playa seca (MITECO, 2019). Es una playa natural respaldada por asentamientos humanos situados sobre un acantilado formado por antiguas dunas (Anfuso

et al., 2001) y su morfología está fuertemente controlada por las condiciones de contorno. El espigón de la zona norte fue construido a principios de los años noventa del siglo pasado para bloquear el transporte longitudinal de sedimento. La construcción, aguas arriba, del puerto pesquero y deportivo de Rota y el puerto de la Base Naval, así como la reducción de aporte sedimentario de los principales ríos de la zona, han contribuido a la continua erosión de la playa. Por ese motivo, desde inicio de los años noventa se han acometido varias intervenciones en la zona, con la construcción de un dique de escollera y numerosas regeneraciones artificiales (Muñoz et al, 2001, 2014). Para paliar el grave problema de erosión que venía sufriendo la playa, en octubre de 2014 se construyó un dique de 225 metros de longitud en su extremo sur, ubicado en Punta Bermeja.



Figura 2.5.1.Vistas aéreas de la playa de Fuentebravía. A: Ortofoto del año 2016 (IDEA), B: Imagen anterior a la construcción del espigón en la zona sur. Fuente: MITECO, C: Imagen posterior a la construcción del espigón en la zona sur, en Punta Bermeja. Fuente: MITECO.

2. Santa Catalina

La playa de Santa Catalina se encuentra al norte de la Bahía de Cádiz, en el término municipal de El Puerto de Santa María (Figura 2.5.2.). Popularmente, la playa cambia de nombre según la urbanización colindante: Las Redes, El Buzo, El Ancla o Vistahermosa. Limita al Norte con la playa de Fuentebravía, encontrándose separadas por el espigón ubicado en Punta Bermeja, y al Sur por una plataforma rocosa (Punta de Santa Catalina). Presenta una longitud total de 3 km y una anchura variable en torno a los 40 metros de

playa seca (MITECO, 2019). La mayor parte de la playa está confinada hacia tierra por paseos marítimos, edificaciones y muros de contención instalados sobre antiguos cordones dunares. Sólo una pequeña porción de 500 metros de longitud, en el sector central de la playa, conserva una trasplaya natural, con algunos acúmulos dunares que fosilizan un pequeño acantilado trasero labrado sobre arenas pliocenas y estabilizado artificialmente en algunos puntos que aumenta progresivamente su altura hacia el norte (Benavente et al. , 2000).

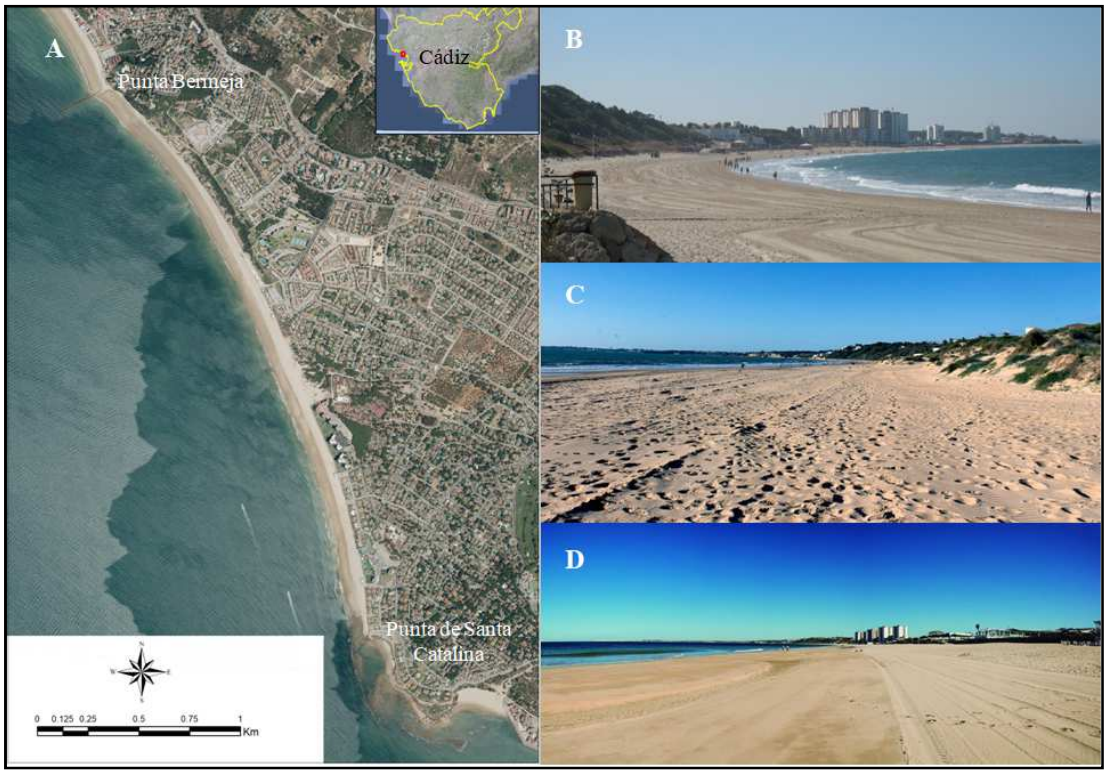


Figura 2.5.2. Imágenes de la playa de Santa Catalina. A: Vista aérea de la ortofoto de 2016 (IDEA), B: Vista de la zona sur y central, donde se aprecia el sector de dunas y el acantilado trasero. Fuente: https://www.cronicanorte.es/, C: Vista de la zona central donde se aprecia la zona de dunas. Fuente: https://tripkay.com/, D: Vista de la playa desde su extremo sur. Fuente: https://aetcadiz.com/.

3. Valdelagrana

La playa de Valdelagrana (Figura 2.5.3.) está ubicada sobre la flecha litoral del mismo nombre, situada en la zona interior de la Bahía de Cádiz y perteneciente al término municipal de El Puerto de Santa María. La flecha de Valdelagrana constituye un cuerpo arenoso bien desarrollado con una orientación N-S que se extiende desde los espigones que canalizan la desembocadura del río Guadalete hasta la desembocadura del caño mareal del río San Pedro. Este caño mareal constituyó una segunda desembocadura activa del río Guadalete y fue artificialmente desconectado del canal principal en el siglo XVIII (Martínez del Pozo, 2000).

A lo largo de la flecha se distinguen dos zonas bien diferenciadas, como se puede apreciar en la Figura 2.5.3 A. La zona norte es una playa urbana y es la propiamente llamada playa de Valdelagrana, debido a la urbanización colindante. Esta zona residencial ocupa antiguas zonas de dunas, cordones litorales y marismas. Tiene una longitud aproximada de 1880 metros y una anchura variable en torno a los 85 metros de playa seca (MITECO, 2019). En cambio, la zona sur es una playa natural, también conocida como playa de Levante o playa de Los Toruños, que está enclavada en el Parque Metropolitano "Marisma de los Toruños y Pinar de la Algaida". A lo largo de esta playa, de más de 5 km y una anchura variable en torno a los 55 metros (MITECO, 2019), desembocan dos caños mareales (El Bote, al Norte, y El Caserón, al Sur) que atraviesan la flecha de parte a parte poniendo en comunicación la zona de marisma y el río San Pedro con el mar abierto (Del Río et al., 2008). En esta zona se desarrolla un cordón litoral formado por dunas embrionarias colonizadas por vegetación que no superan en ningún caso los dos metros de altura (Benavente et al., 2006). En la parte posterior del cordón dunar aparece una marisma bien desarrollada, donde se pueden distinguir las típicas morfologías de *schorre* o marisma con vegetación y *slikke* o marisma sin vegetación, con una extensión de 6 km^2, aproximadamente.

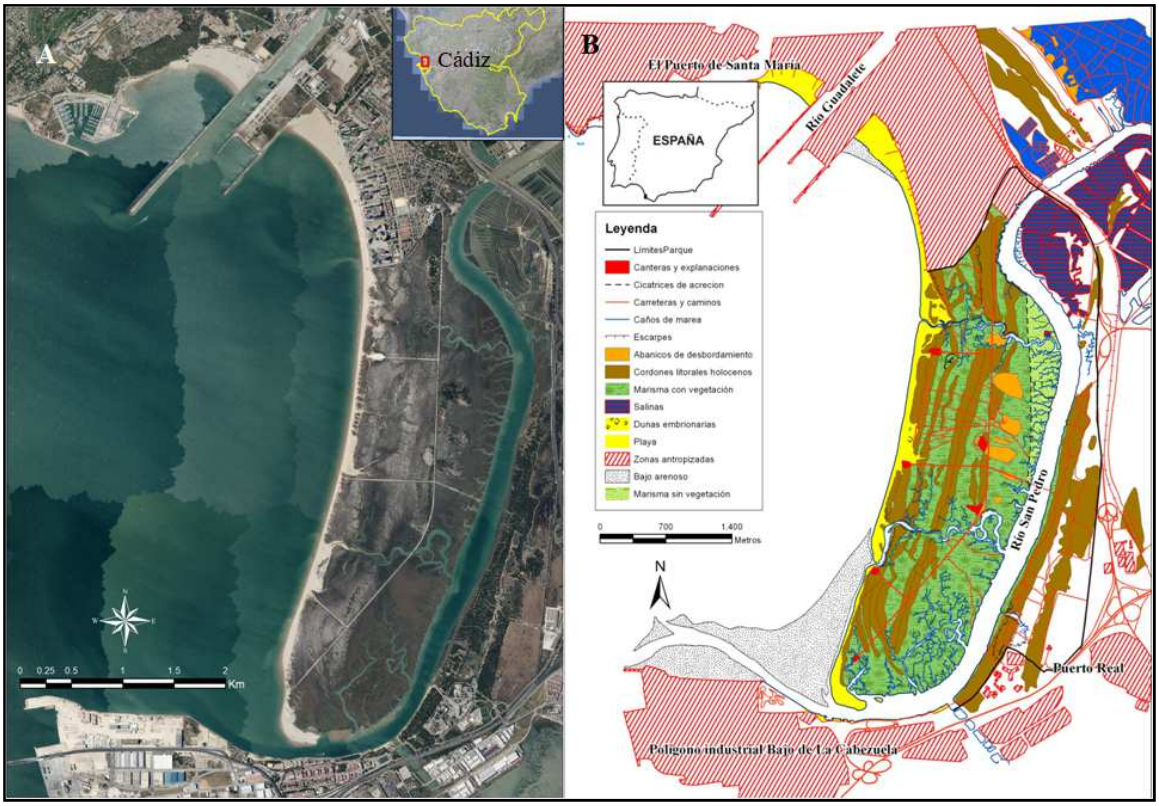


Figura 2.5.3. A: Localización de la playa de Valdelagrana utilizando de base la ortofoto de 2016 (IEDA). B: Mapa geomorfológico de la flecha de Valdelagrana en 2002 (Rodríguez-Polo, 2009).

La pendiente va disminuyendo hacia el Sur, donde la playa se transforma prácticamente en una llanura mareal (Del Río et al., 2008) (Figura 2.5.4.)



Figura 2.5.4. Vista aérea de la playa de Valdelagrana. Al Norte se aprecia la zona urbanizada y al Sur la zona de caños mareales y marismas del Parque Metropolitano "Marisma del Toruño y Pinar de la Algaida". Fuente: José Luque.

4. Camposoto

La playa de Camposoto se encuentra ubicada sobre la flecha litoral de Sancti Petri, en el municipio de San Fernando y está limitada al Norte por el promontorio de la Punta de Poniente (Figura 2.5.5.). Esta flecha litoral se encuentra en la zona sur de la Bahía de Cádiz y constituye la frontera entre el espacio protegido y el mar abierto (Del Río et al., 2008). Debido a la acción de la corriente de deriva litoral se extiende con una orientación NNO-SSE, presenta una longitud aproximada de 7 km y una anchura variable entre los 200 metros en el Norte y los 500 metros en el Sur (MITECO, 2019).

La flecha de Sancti Petri se encuentra menos antropizada que la de Valdelagrana, conservando un elevado grado de naturalidad y presentando un gran valor paisajístico. En ella se encuentran representados los distintos biotopos del espacio natural (playas, dunas, marismas, caños), que debido a su alto valor ecológico hacen que forme parte del Parque Natural de la Bahía de Cádiz. El extremo sur de la flecha, la Punta del Boquerón, está declarada Monumento Natural (Del Río et al., 2008).

En cuanto a la playa, es mucho más energética que la de Valdelagrana, presentando una pendiente y una granulometría mayores. El cordón dunar se encuentra bien desarrollado, estando la mayor parte de las dunas fijadas por vegetación (Del Río et al., 2008). Una característica fundamental de la zona es la presencia de numerosos abanicos de desbordamiento que aparecen a lo largo del cordón dunar, algunos de ellos reactivados tras

la llegada de algún temporal (Del Río, et al., 2012b; Benavente, et al., 2013b; Talavera, et al., 2018). La mayoría de estas dunas están formadas por los vientos de poniente que azotan esta zona de la costa, a excepción de las dunas de la zona sur de la flecha (Punta del Boquerón). En esta zona las dunas están fundamentalmente controladas por los vientos de levante y presentan escasa vegetación, lo que implica que tengan carácter móvil.



Figura 2.5.5. A: Localización de la playa de Camposoto utilizando de base la ortofoto de 2016 (IEDA), B: Vista aérea de la flecha de Santi Petri, al Norte se observa la Punta de Poniente y en el plano central el extremo sur de la flecha, la Punta del Boquerón. Fuente: https://andaluciainformacion.es/, C: Punta del Boquerón, donde se puede observar la zona de dunas móviles. Fuente: https://sig.mapama.gob.es/.

5. La Barrosa

La playa de La Barrosa se encuentra en el municipio de Chiclana de la Frontera, y se extiende a lo largo de 6 km con una orientación NNO-SSE desde el promontorio rocoso de Torre Bermeja hasta Torre del Puerco (Figura 2.5.6.).

En ella se distinguen los ambientes litorales de playa, duna y acantilado. La playa presenta una gran anchura y una escasa pendiente intermareal, con arena predominantemente de tamaño medio y fino. En cuanto a la zona dunar, aparecen cordones dunares de cierta anchura generados por los vientos de poniente en el sector central, en torno al área de Novo Sancti Petri (Figura 2.5.6. D). Hacia el Sur, los cordones dunares se van transformando gradualmente en dunas remontantes, asociadas al acantilado que comienza a aflorar al norte de Torre del Puerco (Del Río, 2007).

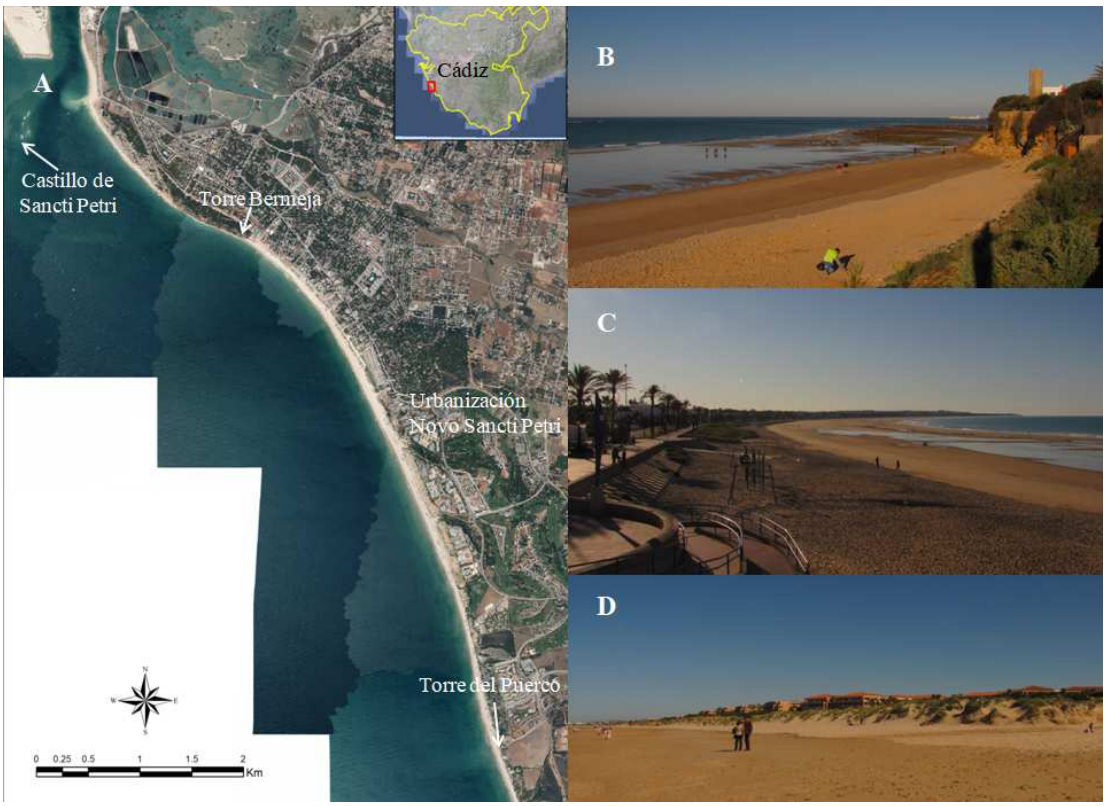


Figura 2.5.6. A: Playa de La Barrosa con la localización de algunos puntos de interés, base ortofoto de 2016 (IEDA), B: Fotografía tomada en bajamar máxima viva equinoccial (BMVE) donde se observa Torre Bermeja y el afloramiento del intermareal rocoso al pie del acantilado, C: fotografía tomada también en BMVE desde la zona norte de la playa, desde donde se observa la extensión de toda la bahía en Z, D: Fotografía de la zona central de la playa, en torno a la urbanización Novo Sancti Petri, donde se observan los cordones dunares generados por los vientos de Poniente. Fuente de B, C y D: Propia.

6. Conil

La ensenada de Conil se extiende a lo largo de unos 17 km, con una orientación NNO-SSE, desde el Cabo de Roche hasta el Cabo de Trafalgar. La zona estudio tiene una longitud aproximada 6500 metros desde la playa de Fuente del Gallo hasta la desembocadura del arroyo Conilete (Figura 2.5.7.).

Se pueden distinguir diversos ambientes costeros como playas, dunas, acantilados y plataformas rocosas. Al norte del área de estudio se localiza una zona acantilada que se extiende a lo largo de la playa de Fuente del Gallo (Figura 2.5.7. B) hasta la zona de El Roqueo. En esta zona la playa presenta una anchura entorno a los 25 metros, que prácticamente desaparece en pleamar. A partir de El Roqueo la anchura de la playa va aumentando, apareciendo una playa rectilínea, bien desarrollada, con gran anchura de playa seca y baja pendiente en la zona intermareal, interrumpida por la desembocadura del río Salado de Conil y el arroyo Conilete. En las zonas central y meridional (playas de Los Bateles y de Castilnovo) se observan cordones dunares de Poniente de escasa altura y con poca vegetación (Figura 2.5.7. D). En la zona septentrional se encuentra una plataforma

rocosa en torno al Cabo Roche, las calas de Conil y El Roqueo (Figura 2.5.7. C) (Del Río, 2007).



Figura 2.5.7. A: Zona de estudio de Conil con la localización de algunos puntos de interés, base ortofoto de 2016 (IEDA), B: Imagen de la playa de Fuente del Gallo desde el Sur, donde se aprecia la zona de acantilados al Norte. C: Imagen de la playa del Roqueo donde se observa la plataforma rocosa, Fuente de B y C: http://www.cadizturismo.com/, D: Vista aérea de la playa de Castilnovo con la torre en el centro de la imagen. Fuente: https://sig.mapama.gob.es/.

7. Barbate

La ensenada de Barbate se extiende a lo largo de 21 km, desde la playa de La Hierbabuena hasta el promontorio de Punta Camarinal. La zona estudiada en esta ensenada tiene una longitud aproximada de 4300 metros, desde el extremo oriental del puerto de Barbate hasta unos 1200 metros al norte del arroyo del Retín (Figura 2.5.8.). En ella se encuentran las playas del Carmen y del Cañillo, separadas por la desembocadura del río Barbate.

La playa del Carmen está situada sobre la flecha arenosa de Barbate, presenta una anchura variable en torno a los 40 metros (MITECO, 2019) y escasa pendiente en la zona intermareal. La flecha y la contraflecha en el estuario del río Barbate han favorecido el desarrollo en su interior de un conjunto importante de marismas, que actualmente se encuentran en una avanzada fase de relleno y colmatación (Figura2.5.9.). En cuanto a la

playa del Cañillo, presenta una anchura media de 35 metros (MITECO, 2019) y también baja pendiente en la zona intermareal. En la zona meridional de la playa se encuentra el microacantilado del Retín, un pequeño escarpe labrado sobre una terraza marina cuaternaria (García de Domingo et al., 1990) de unos 3-4 metros de altura.



Figura 2.5.8. Localización de la zona de Barbate donde se observan las playas del Carmen y del Cañillo y las marismas en la desembocadura del río Barbate. La fotografía base es la ortorfoto de 2016 (IEDA)



Figura 2.5.9. Vista aérea de la playa del Carmen donde se pueden observar las marismas en la desembocadura del río Barbate, utilizadas antiguamente como esteros y salinas. Fuente: https://sig.mapama.gob.es/.

8. Bolonia

La ensenada de Bolonia (Figura 2.5.11.) se desarrolla al este del promontorio de Punta Camarinal (Tarifa), formando un entrante costero en el que desembocan varios cursos fluviales menores (el arroyo de las Viñas, el arroyo del Alpariate, el arroyo Pulido y el arroyo de la Churriana). Estos arroyos son de corto recorrido y su desagüe se produce a través del sedimento arenoso de la playa, formando una laguna costera estacional separada del mar por el cordón arenoso (Del Río et al., 2008).

Los fuertes vientos de levante, que soplan en la zona paralelos a la orilla, transportan arena a lo largo de toda la playa, dando lugar a un amplio campo de dunas en el extremo oeste de la ensenada. A finales de los años 50 del siglo pasado, con el fin de detener el avance de las arenas del corredor de deflación que existía entre Bolonia y la playa del Cañuelo (situada inmediatamente hacia el oeste del promontorio de Punta Camarinal), se llevó a cabo la plantación de un bosque de pino piñonero a lo largo del promontorio (Figura 2.5.10.). Esta obstrucción al transporte eólico favoreció la acumulación y el crecimiento vertical del edificio dunar, dando lugar a la gran duna móvil de Bolonia, que tiene una superficie aproximada de 92 000 m2, unos 30 m de altura y está protegida desde 2001 bajo la figura de Monumento Natural (Gracia et al., 2006).

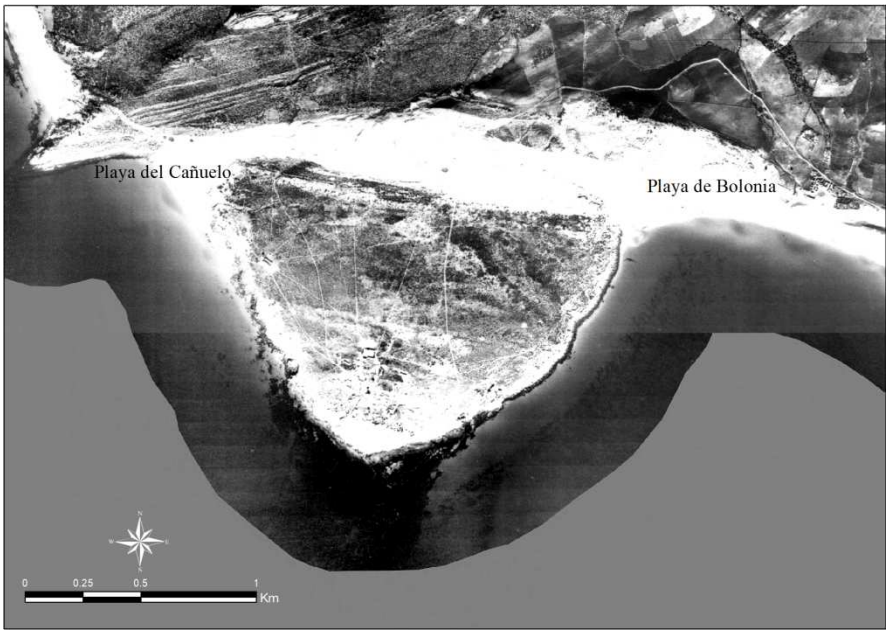


Figura 1.5.10. Promontorio de Punta Camarinal en 1956 donde se observa el corredor de deflación entre las playas de Bolonia y El Cañuelo. La fotografía base es la ortofoto de 1956 (IEDA).

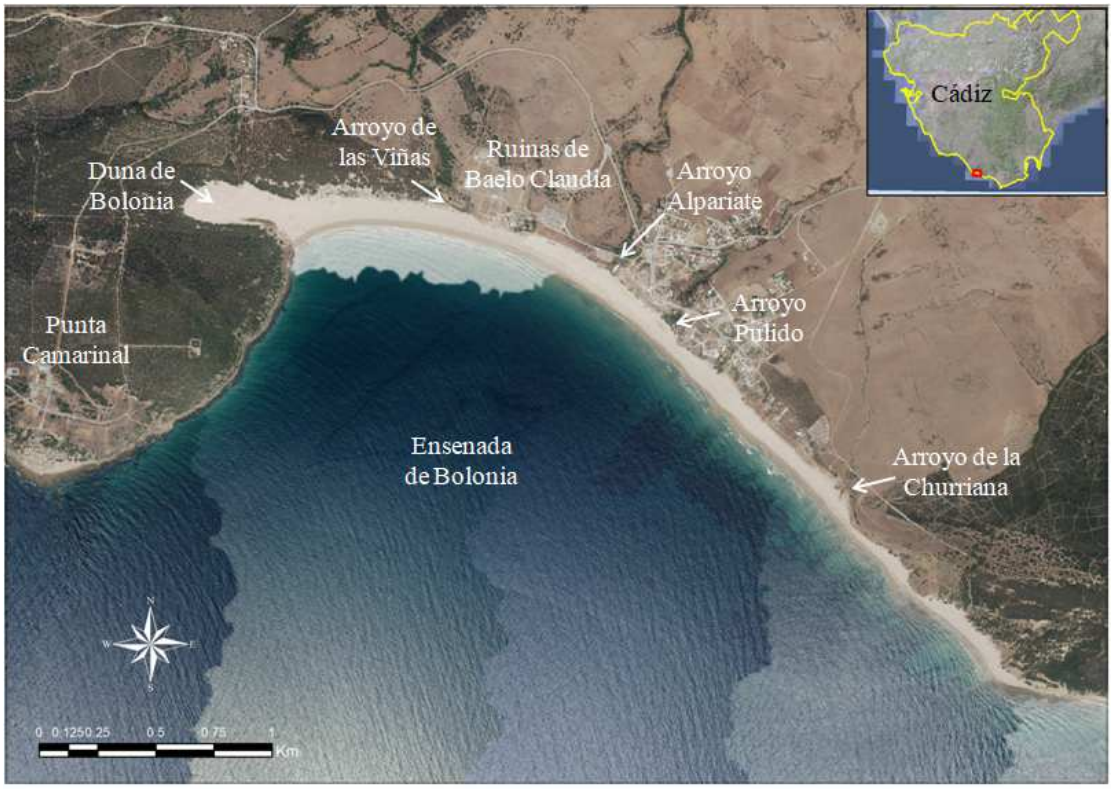


Figura 2.5.11. Ensenada de Bolonia con indicación de los arroyos que desembocan en la playa. La fotografía base es la ortofoto de 2016 (IEDA)



Figura 2.5.12. Vista aérea de la ensenada de Bolonia, con la gran duna en primer plano. Fuente: https://www.viding.es/.

La zona de estudio en la ensenada de Bolonia tiene una longitud de 3200 metros, desde la gran duna móvil hasta las inmediaciones de la desembocadura del arroyo de la Churriana. La playa tiene una anchura variable en torno a los 70 metros de playa seca

(MITECO, 2019), una berma importante y una zona intermareal estrecha, característica de una playa prácticamente micromareal.

9. Valdevaqueros

La ensenada de Valdevaqueros, representada en la figura 2.5.13., muestra una morfología similar a la de Bolonia. En este caso se desarrolla al este del promontorio de Punta Paloma, formando un entrante costero en el que desemboca el río del Valle. Al igual que en la ensenada de Bolonia, la antigua flecha litoral del Holoceno cerró la ensenada y hoy día la barrera arenosa encierra una pequeña laguna costera temporal que se encuentra en progresiva colmatación. El río del Valle alimenta parcialmente a la laguna, cuyas aguas salobres se infiltran a través de la barrera arenosa que cierra la bahía (Del Río et al., 2008).



Figura 2.5.13. Ensenada de Valdevaqueros. Fotografía base: ortofoto de 2016.

Al igual que en Bolonia, se desarrolla un gran edificio dunar en el extremo oeste de la ensenada, en este caso de dimensiones mayores que el de Bolonia debido a la mayor intensidad de los vientos de levante en las proximidades del Estrecho de Gibraltar (Gracia y Benavente, 2000). Su desarrollo es similar al de Bolonia, en este caso la gran Duna de Betis comunicaba la ensenada de Valdevaqueros con el oeste de Paloma Baja (Figura 2.5.14.). Para frenar el movimiento de arena provocado por los vientos de levante, se llevó a cabo la instalación de empalizadas y una repoblación con pinos y eucaliptos entre los

años 40 y 60 del siglo pasado (Alonso et al., 2003), generando la gran duna móvil de Valdevaqueros (Figura 2.5.15.).

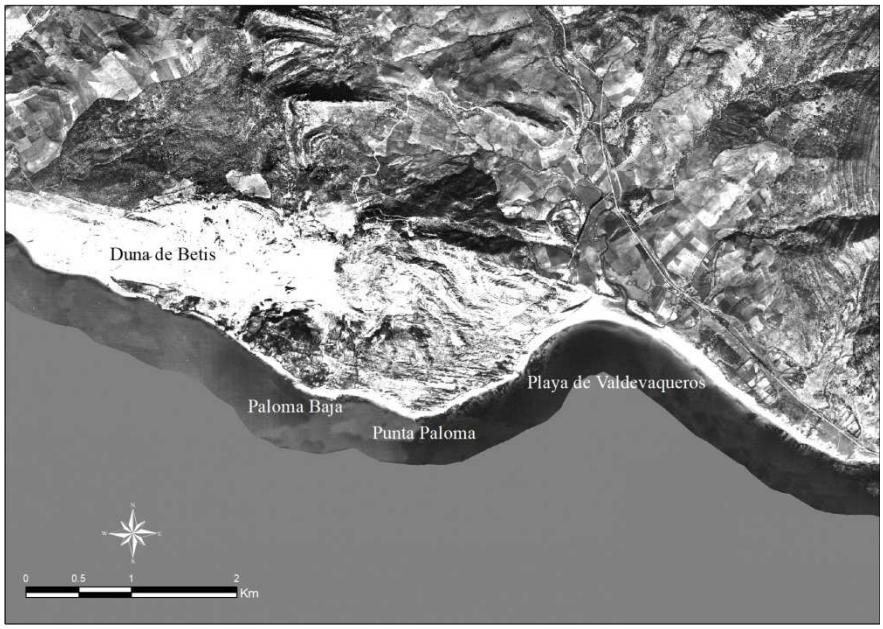


Figura 2.5.14. Gran duna de Betis situada al oeste de Paloma Baja. Ortofoto de 1956 (IEDA).



Figura 2.5.15. Fotografía de la gran duna de Valdevaqueros tomada desde el Este. Se observa al fondo el promontorio de Punta Paloma y la desembocadura del río del Valle en un plano más cercano. Fuente: https://www.monplamar.com/.

En este caso, la zona de estudio en la ensenada de Valdevaqueros tiene una extensión de 2200 metros, desde la gran duna móvil hasta unos 800 metros al sureste de la desembocadura del arroyo de las Piñas. La playa presenta características similares a las de Bolonia, con una gran anchura entorno a los 120 metros en su parte central (MITECO, 2019), presenta una berma bien desarrollada y carácter reflectivo.

10. Los Lances

La ensenada de Los Lances se desarrolla al sureste de la Punta de la Peña, se extiende a lo largo de 7700 metros en dirección NO-SE hasta la localidad de Tarifa y se encuentra protegida bajo la figura de Paraje Natural desde 1989 (Figura 2.5.16.). Al igual que en Bolonia y en Valdevaqueros, se forma una extensa laguna temporal separada del mar por la barrera arenosa que compone la playa entre los ríos Jara y Vega, que discurre paralela a la línea de costa. En este caso, la depresión que ocupa la laguna costera presenta mayor extensión que la de Valdevaqueros y está más colmatada (Del Río, 2007). En la parte norte de la ensenada aparecen cordones dunares longitudinales en la parte trasera de la playa, generados por los vientos de poniente. Estos cordones no superan los 2 metros de altura y están constituidos por dunas embrionarias parcialmente colonizadas por vegetación, que a veces forman acúmulos remontantes sobre los cordones holocenos (Gracia et al., 2004). La zona de estudio se extiende a lo largo de toda la playa de Los Lances.



Figura 2.5.16. A: Playa de Los Lances con la localización de algunos puntos de interés, base ortofoto de 2016 (IEDA), B y C: Imágenes de la zona central de la playa de Los Lances donde se aprecia la desembocadura del río Jara y parte de la laguna temporal. Fotografías: www.aeroviewer.com, D: Imagen aérea del sur de la playa de Los Lances. A la izquierda se observa la desembocadura del río Vega y parte de la laguna temporal. Al fondo, la isla de Las Palomas. Fuente: https://sig.mapama.gob.es/.

11. La Alcaidesa

La playa de la Alcaidesa, ya en la costa mediterránea de la provincia de Cádiz, se encuentra en el municipio de San Roque, tiene una extensión de 1400 metros y se desarrolla a la sombra del saliente costero de Punta Mala, dando lugar a una bahía en Z (Figura 2.5.17.) que presenta una gran conservación de sus valores naturales por el mantenimiento del sistema dunar y el talud posterior. La zona de estudio se extiende a lo largo de 1000 metros, desde Punta Mala hasta 150 metros al suroeste del arroyo de Vea o de las Aguzaderas. La playa presenta una anchura media en torno a los 60 metros de playa seca (MITECO, 2019).



Figura 2.5.17. A: Playa de La Alcaidesa con la localización de algunos puntos de interés, base ortofoto de 2016 (IEDA), B: Imagen aérea de la playa de La Alcaidesa, donde se aprecia en la zona central la desembocadura del arroyo de Vea o de las Aguzaderas. Fuente: https://sig.mapama.gob.es/. C: Fotografía de la playa de La Alcaidesa tomada desde el Sur donde se observa al fondo el Peñón de Gibraltar. Fuente: Antonio Díaz.

12. Sotogrande

La playa de Sotogrande (Figura 2.5.18.), en el municipio de San Roque, tiene una extensión de 2250 metros y una anchura variable en torno a los 35 metros de playa seca (MITECO, 2019). La zona de estudio se extiende a lo largo de 1500 metros en dirección Suroeste desde la desembocadura del río Guadiaro. Se trata de una playa semiurbana que en las últimas seis décadas ha sufrido numerosos problemas de erosión debido

principalmente a las intervenciones antrópicas en la zona (Figura 2.5.18. A). En 1989 se aprobó la figura de Paraje Natural del Estuario del río Guadiaro, protegiendo así 27 hectáreas, restos de las antiguas marismas próximas a la desembocadura, y último exponente del sistema de caños y humedales del estuario



Figura 2.5.18. A: Playa de Sotogrande con la localización de algunos puntos de interés, base ortofoto de 2016 (IEDA), B: Imagen de la desembocadura del río Guadiaro. C: Imagen aérea de la playa de Sotogrande anterior a la construcción de los espigones, obsérvese la escollera de protección delante de la zona residencial, D: Imagen aérea de la playa de Sotogrande tras la construcción del espigón sur en 2014, obsérvese el aumento de la anchura de la playa frente a la zona residencial. Fotografías: www.aeroviewer.com

Resumen de las características de las playas

En la tabla 2.5.1 se exponen, a modo de resumen, las características de cada una de las playas de la zona de estudio detalladas anteriormente.

Playa	Orientación	Longitud (m)	Anchura (m)	Características geomorfológicas
Fuentebravía	NO-SE	700	40	Respaldada por asentamientos humanos sobre antiguas dunas. Entre dos espigones perpendiculares a costa.
Santa Catalina	NNO-SSE	3000	40	Playa confinada hacia tierra por estructuras antrópicas. 500 m del sector central conservan trasplaya natural y acúmulos dunares que fosilizan un pequeño acantilado.
Valdelagrana	N-S	6880	55-85	Norte: playa urbana. Sur: playa natural. Cordón litoral formado por dunas embrionarias con vegetación. Marisma con y sin vegetación.
Camposoto	NNO-SSE	7000	200-500	Alto grado de naturalidad. Cordón dunar bien desarrollado. En el Sur, dunas controladas por vientos de Levante, escasa vegetación y carácter móvil.
La Barrosa	NNO-SSE	6000	60	Cordones dunares de cierta anchura en sector central, hacia el Sur pasan a ser dunas remontantes asociadas a un acantilado.
Conil	NNO-SSE	6500	25-130	Norte: zona acantilada y playa con escasa anchura que desaparece en pleamar. Presencia de plataforma rocosa. Zona central y sur: playa con mayor anchura, cordones dunares de Poniente de poca altura y escasa vegetación.
Barbate	NO-SE	4300	40	Sistema de flecha y contraflecha. Marismas en fase de relleno y colmatación. Microacantilado en el Sur de unos 3-4 m de altura labrado sobre una terraza marina cuaternaria.
Bolonia	NO-SE	3200	70	Laguna costera estacional donde desembocan varios arroyos de corto recorrido. Gran duna móvil de unos 30 m.
Valdevaqueros	NO-SE	2200	120	Pequeña laguna costera estacional alimentada parcialmente por el río del Valle. Desarrollo de un gran edificio dunar de mayores dimensiones que la duna móvil de Bolonia.
Los Lances	NO-SE	7700	120	Extensa llanura temporal entre los ríos Jara y Vega. Presencia de cordones dunares longitudinales en la zona norte, que no superan los 2 metros de altura.
La Alcaidesa	NNE-SSO	1000	60	Playa seminatural, mantenimiento de sistema dunar y talud posterior
Sotogrande	NNE-SSO	1500	35	Playa semiurbana muy antropizada en las últimas seis décadas. Desembocadura río Guadiaro.

Tabla 2.5.1. Resumen de las características de las playas de estudio.

2.5.2. Acantilados y plataformas rocosas

Las características dinámicas costeras condicionan la morfología y la localización de las zonas acantiladas en el litoral gaditano, aunque el principal condicionante es la geología, tanto por los materiales aflorantes como por la tectónica (Del Río y Gracia, 2005), lo que origina una gran variedad morfológica y dinámica en los acantilados de la provincia.

Al igual que con las dunas, hay diferencias entre los acantilados de las zonas norte y sur de la provincia. En la zona norte los acantilados son poco abundantes y de escasa altura, generalmente inferior a 10 metros, a excepción de Torre Bermeja (Chiclana), Cabo Roche y Calas de Conil (Conil). Normalmente presentan una playa frontal de características variables, a excepción de pequeñas zonas como Cabo Roche o Conil. En cuanto a los materiales, desde el límite con la provincia de Huelva hasta la desembocadura del río Guadalete, predominan las arenas, arcillas, margas y limos, y ocasionalmente conglomerados siliciclásticos (Del Río y Gracia, 2007); en cambio, entre Cádiz y Conil predominan los conglomerados y areniscas, aunque con numerosos pasos laterales de facies hacia arenas, arcillas y margas de edad Plioceno ("Roca Ostionera") y Mioceno Medio (Del Río y Gracia, 2007). Presentan un bajo grado de fracturación, con generación de fracturas verticales paralelas a los escarpes debidas a la meteorización y los movimientos de masas.

En la zona sur de la provincia los acantilados son más abundantes y muestran mayor desarrollo, caracterizando la geomorfología costera de toda la zona (Gracia y Benavente, 2000). En cuanto a la presencia de playa, se alternan los acantilados con y sin playa frontal. La altura de los acantilados en esta zona es variable y depende de la estructura geológica de las unidades, destacando el acantilado de La Breña (Barbate) con casi 100 metros de altura, labrado sobre calcarenitas miocenas (Del Río y Gracia, 2007). En cuanto al grado de fracturación, es mucho mayor que en la zona norte y presentan abundantes fallas y diaclasas.

Asociadas a las zonas acantiladas, afloran plataformas rocosas tanto en la franja intermareal como en el inicio de la zona submareal, generadas por el retroceso de los niveles superiores de los acantilados en episodios de estabilización del nivel del mar. Las plataformas intermareales de mayor desarrollo se encuentran entre Chipiona y Rota, entre Cádiz y San Fernando, en Trafalgar-Caños de Meca (Barbate) y entre Tarifa y Punta Carnero (Del Río et al., 2008). Generalmente suelen ser planas y normalmente presentan

una ligera pendiente hacia el mar (Del Río, 2007). Las plataformas del sur de la provincia tienden a aparecer como una serie de alineaciones rocosas, a modo de crestas paralelas, debido a la disposición vertical de los estratos y a la erosión diferencial de los materiales del flysch (Fernández-Palacios et al., 1988) (Figura 2.5.19.).



Figura 2.5.19. Imagen del flysch del Estrecho en el término municipal de Tarifa.
Fuente: www.elrincondeltrotamundos.com

2.5.3. Marismas y humedales costeros

A lo largo de la costa gaditana las bahías aparecen asociadas a desembocaduras fluviales en áreas protegidas de la acción del oleaje en dos zonas principalmente: el interior de la Bahía de Cádiz y el estuario del río Barbate. En ambas zonas las marismas se encuentran en un estadio intermedio de evolución (Fernández-Palacios et al., 1988) y se pueden diferenciar las principales unidades características de estos ambientes: marisma baja o *slikke*, marisma alta o *schorre* y numerosos caños mareales que conforman la red de drenaje de la marisma (Benavente et al., 2000).

En la Bahía de Cádiz las marismas están asociadas al estuario del río Guadalete y a sus antiguos brazos, el Río San Pedro y el Caño de Sancti-Petri, estando protegidas por las flechas litorales de Valdelagrana y Sancti-Petri y el tómbolo que une Cádiz y San Fernando (Figura 2.5.20). En el estuario del río Barbate las marismas se han desarrollado protegidas de la acción del oleaje por la flecha de Barbate.



Figura 2.5.20. Sistema de caños y marismas en la desembocadura del caño del Río San Pedro (Puerto de Santa María). Fuente: José Luque.

Existen también pequeños sistemas de marismas mareales en las desembocaduras de los ríos Salado y Conilete en Conil y en la convergencia de los arroyos Jara y Vega en Tarifa, en la playa de Los Lances. En el sur de la provincia este tipo de ambientes es más escaso debido a que los relieves costeros son mayores, los ríos poseen menor entidad y sobre todo a la disminución del rango de marea. Aún así, aparecen humedales costeros de cierta relevancia en las desembocaduras de los ríos Palmones y Guadiaro.

2.6. INTERVENCIONES ANTRÓPICAS

Desde la segunda mitad del siglo XX la costa gaditana ha sufrido una fuerte transformación antrópica. El incremento de la población de los municipios costeros, así como el auge del sector turístico han ocasionado la destrucción de zonas naturales y un paulatino abandono de los usos tradicionales del suelo. Estas intervenciones han ocasionado una elevada presión en los sistemas litorales, provocando la alteración de la dinámica litoral e incidiendo intensamente en el balance sedimentario de las playas estudiadas en esta tesis.

Por un lado, se han producido numerosas intervenciones costeras que suponen alteraciones al tránsito sedimentario longitudinal (Ojeda, 1989), obstaculizando la deriva litoral y favoreciendo procesos de acumulación en la margen a favor de la misma y de erosión en la margen contraria (Carter, 1991). Son varios los ejemplos de este tipo de intervenciones que aparecen en la zona de estudio, como la construcción de instalaciones

portuarias realizadas mediante relleno de un sector de la costa y la construcción de diques de abrigo para proteger la zona portuaria del oleaje. En el área de estudio existen diversas instalaciones portuarias de uso pesquero, industrial o recreativo que alteran la dinámica litoral, como son:

- La Base Aeronaval de Rota, construida en 1956 al noroeste de las playas de Fuentebravía y Santa Catalina (El Puerto de Santa María).
- El puerto deportivo de Puerto Sherry, construido en 1985 al noroeste de la playa de Valdelagrana (El Puerto de Santa María).
- El puerto de Conil, que inició su construcción a mediados de los años ochenta del siglo pasado en las inmediaciones del cabo Roche, al noroeste de la ensenada de Conil.
- El puerto de Barbate, inaugurado en 1961 y situado en la cabecera de la bahía en Z que conforma la ensenada de Barbate.
- El puerto de Sotogrande, construido a finales de los años 80 del siglo XX al norte del estuario del río Guadiaro.

Además de las instalaciones portuarias, también aparecen espigones perpendiculares a la costa en la zona de estudio, como son:

- Los espigones en la playa de Fuentebravía, el más antiguo al norte, construido a finales de los noventa del siglo XX y otro más actual al Sur, construido en 2014.
- Los espigones construidos en la desembocadura del río Guadalete, al norte de la playa de Valdelagrana, que iniciaron su construcción a finales de los años setenta del siglo pasado y sufrieron una posterior ampliación a mediados de los ochenta del mismo siglo.
- El espigón en la desembocadura del caño de Sancti Petri (Chiclana), al noroeste de la playa de La Barrosa.
- El espigón en la desembocadura del río Barbate, construido en 1930 para proteger la zona de los vientos de levante.
- Los espigones en la desembocadura del río Guadiaro en la década de los 70 del siglo pasado, construidos con el fin de evitar el cierre de la bocana.
- Dos espigones perpendiculares a costa en la playa de Sotogrande, construidos en 2015 y 2016 para disminuir la erosión de la misma.

Por otro lado, en la zona de estudio se encuentran numerosas construcciones antrópicas sobre la playa o sobre las dunas costeras que producen alteraciones al tránsito sedimentario transversal (Ojeda, 1989), impidiendo el ajuste de los perfiles de playa, limitando el aporte de sedimentos a la playa e intensificando el efecto del oleaje durante los temporales, provocando así procesos de erosión y el desplazamiento de los sedimentos hacia aguas profundas. En toda la costa gaditana, el desarrollo urbanístico ha ocasionado la construcción de paseos marítimos, escolleras y muros de contención, provocando la desnaturalización de la parte alta de la playa. Se encuentran ejemplos de ello en algunas de las playas de estudio, como Fuentebravía, Santa Catalina y Valdelagrana (Figuras 2.5.1., 2.5.2. y 2.5.3.), en El Puerto de Santa María; La Barrosa (Figura 2.5.6.), en Chiclana de la Frontera; las playas de Conil (Figura 2.5.7.) y Barbate (Figura 2.5.8.); la zona sur de la playa de Los Lances (Figura 2.5.16.), cerca de Tarifa; y la playa de Sotogrande (San Roque) (Figura 2.5.18.), en la vertiente mediterránea del litoral gaditano.

Por otra parte, el aumento en la construcción de presas para regadío y abastecimiento que se produjo a partir de 1950 en toda España ha ocasionado la retención de sedimentos fluviales en los principales ríos que alimentan la zona de estudio (más de 120 presas en la cuenca del Guadalquivir, 27 presas en las cuencas del Guadalete y Barbate y 8 presas en la cuenca mediterránea de la provincia de Cádiz) (MITECO, 2020), viéndose así reducido el transporte sedimentario hacia la costa del área del estudio en las últimas décadas (Del Río et al., 2013).

Por otro lado, se han llevado a cabo diferentes intervenciones en la zona de estudio con el fin de paliar los efectos negativos de la erosión. Para ello se han realizado actuaciones de regeneración artificial de playas, revegetación y recuperación de zonas dunares e instalación de escolleras de protección. A este respecto, la regeneración artificial de playas ha constituido la principal medida de intervención costera, habiéndose llevado a cabo en numerosas ocasiones en varias de las playas estudiadas en este trabajo (Tabla 2.6.1.) (Muñoz-Pérez et al., 2001, 2014; Puig, 2016). En cuanto a la recuperación y restauración de arenales y zonas dunares, se han realizado operaciones de instalación de tablestacados para favorecer la captación de arena (Figura 2.6.2 A), y de instalación de vallas de protección y revegetación del sistema dunar con especies autóctonas en las dunas de Santa Catalina (El Puerto de Santa María), Camposoto (San Fernando), La Barrosa (Chiclana de la Frontera), dunas móviles de Bolonia y Valdevaqueros (Tarifa) y La Alcaidesa (La Línea de la Concepción) (Consejería de Medio Ambiente y Ordenacíon del Territorio de la Junta de Andalucía, 2015). Por último, se han instalado escolleras de

protección para frenar el retroceso costero en las playas de Fuentebravía y Santa Catalina (zona norte) en El Puerto de Santa María y en la playa de Sotogrande en San Roque (Figura 2.6.2 B).

Playa	Fecha	Volumen (m^3)
Fuentebravía	1992	75 000
	1994	275 133
	1996	134 808
	1999	25 875
	2000	22 087
	2001	16 289[1]
	2003	23 076[1]
	2004	7050
	2005	46 000
	2009	27 900
	2010	42 500
	2015	125 000
Valdelagrana	2009	12 000
Camposoto	1998	737 000
	2010	102 206
	2015	105 206
La Barrosa	1993-1994	463 607
	1997	30 000
	2000	30 000
	2010	100 000
Fuente del Gallo	1994	399 000
	2009	43 750
	2015	22 000
Castilnovo	2009	16 875[2]
El Carmen	1993	23 150
	2001	11 763
	2004	39 687
Valdevaqueros	2003	3600
	2008	24 300
Los Lances	1999	85 400
	2002	95 000[3]
	2005	52 000
	2009	18 000
Sotogrande	2009	31 054

Tabla 2.6.1. Regeneraciones realizadas en las playas de estudio con información del volumen vertido. [1] Indica el volumen total vertido entre las playas de Fuentebravía y Aculadero, [2] Indica el volumen total vertido entre las playas de Castilnovo y El Palmar. [3] Indica el volumen total vertido entre las playas de Los Lances y Playa Chica.



Figura 2.6.2. A: Instalación de captadores de arena en la duna móvil de Valdevaqueros (Tarifa). Fuente: José Zendrera Ferrés. B: Escollera de protección en la playa de Sotogrande (San Roque). Fuente: https://www.sanroque.es/ .

3.METODOLOGÍA

3.1. INTRODUCCIÓN

Para dar respuesta a los interrogantes planteados en este trabajo se han utilizado distintas metodologías. Por un lado se ha llevado a cabo un estudio de la morfología y las características del sedimento de las bahías en Z para establecer una caracterización longitudinal en cada una de ellas. Por otro lado, se han cuantificado las variaciones de la línea de costa de los últimos sesenta años a través del análisis sistemático de fotografías aéreas y ortofotografías mediante herramientas SIG. Finalmente, se ha realizado un estudio de la estabilidad de cada playa utilizando la información proporcionada por las variaciones de la línea de costa, datos de oleaje del conjunto de datos SIMAR-44 del proyecto HIPOCAS (Hindcast of dynamic Processes of the Ocean and Coastal Areas of Europe) (Guedes-Soares et al., 2002) y el *software* MepBay® para evaluar la forma en planta de cada bahía en Z.

3.2. CARACTERIZACIÓN LONGITUDINAL

3.2.1. Perfilamiento topográfico

El seguimiento de los cambios del perfil de playa mediante técnicas de topografía es el procedimiento más habitual para determinar las variaciones costeras a escala de días a meses (Benavente, 2000). Conocer los cambios morfológicos que ocurren en un perfil de playa permite identificar los procesos que controlan la dinámica litoral y evaluar las tendencias de cambio de las playas (Komar, 1998).

El uso de los sistemas DGPS para la monitorización costera se incrementó a finales de la década de los 90 del siglo pasado con el perfeccionamiento de los mismos. Se utilizan de manera individual para evaluar los cambios costeros (Baptista et al., 2008), así como combinados con otros sistemas como los vehículos aéreos no tripulados o UAVs (Ruzgiene et al., 2015), el LIDAR (Richter et al., 2013) o las videocámaras (Jiménez et al., 2007). Los sistemas GPS permiten determinar las coordenadas X, Y, Z de cualquier punto de la tierra y su funcionamiento está basado en la recepción de señales emitidas desde una constelación de 24 satélites llamada NAVSTAR (*Navigation Satellite Timing and Ranging)* que orbita alrededor de la Tierra cada 12 horas. Para determinar las coordenadas en cada punto el sistema más utilizado es el método de posicionamiento diferencial en tiempo real (*Real Time Kinematic* o RTK-DGPS), basado en la comunicación por radio o GSM entre un receptor fijo de referencia y un receptor móvil. El receptor móvil es el DGPS del usuario que determina su posición a partir del cálculo de la distancia a cada

satélite con una precisión de ±3 cm en la vertical (Harley et al., 2011) y el punto fijo es una estación de referencia de coordenadas conocidas, que para este trabajo es una estación perteneciente a la Red Andaluza de Posicionamiento (RAP) ubicada en las instalaciones de la Universidad de Cádiz.

En este trabajo se realizaron dos campañas de perfilamiento topográfico en cada una de las doce bahías en Z, la primera en la primavera de 2011 y la segunda en otoño de ese mismo año, con el fin de estudiar los cambios estacionales. Con la ayuda de un GPS diferencial modelo LEICA GPS900 sobre un monociclo (Figura 3.2.1. B), se realizaron perfiles topográficos perpendiculares a costa a lo largo de cada playa. Las medidas fueron tomadas en bajamar viva desde el pie de duna hasta la máxima profundidad posible en cada caso, superando siempre el nivel medio de bajamar. Se establecieron un mínimo de seis perfiles por playa, dos en la zona de sombra, dos en el sector central y dos en la zona distal (Figura 3.2.1. A). En las playas de mayor extensión se establecieron perfiles adicionales; es el caso de Valdelagrana, Valdevaqueros y Camposoto, en las que se realizaron siete perfiles, y Los Lances, en la que se realizaron ocho. El orden de los perfiles fue el mismo para todas las playas, realizando el perfil 1 en la zona de sombra y aumentando el número del perfil hacia la zona distal. Para asegurar que los perfiles se realizaran en la misma posición durante las dos campañas, se exportó la planificación de los perfiles de cada playa en formato dxf al GPS.

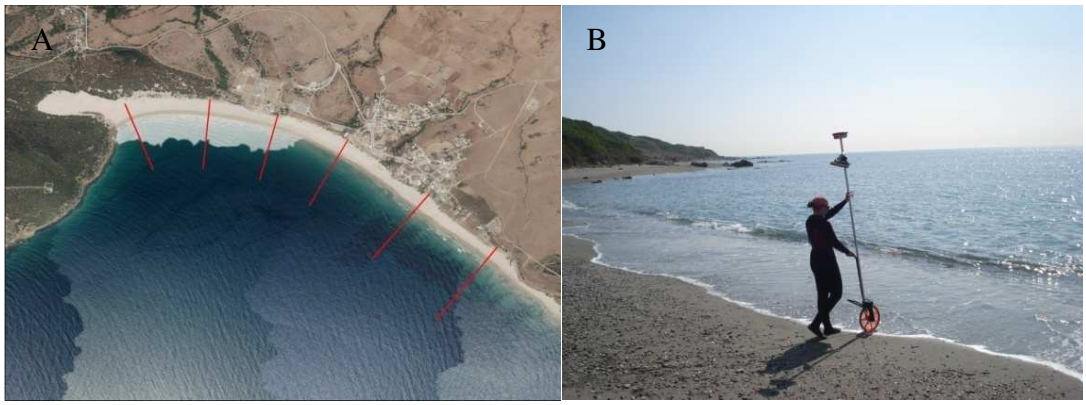


Figura 2.2.1. A: Ejemplo de disposición de los perfiles topográficos en la playa de Bolonia. B: Fotografía donde se observa la metodología de trabajo con la instalación del GPS sobre un monociclo.

Una vez adquiridos los datos con el GPS fueron descargados utilizando el *software* LeicaGeo Office® y se exportaron en formato XLS para su procesado. En primer lugar se realizó la corrección de alturas elipsoidales a alturas ortométricas mediante la utilización del modelo de Geoide EGM08 + RedNap (Instituto Geográfico Nacional, 2008). Posteriormente se realizó un filtrado de los datos eliminando aquellos cuyo error, tanto en

la horizontal como en la vertical, fuera superior a los 2 cm. Se analizaron y se representaron los perfiles utilizando el *software* Microsoft Excel® y se calcularon las pendientes medias de la zona intermareal de cada perfil, teniendo en cuenta para ello el rango de mareas vivas en cada zona (Tabla 3.2.1.). Posteriormente se exportaron los datos en formato CSV al *software* ArcGIS®, donde se interpolaron los datos y se crearon archivos ráster para obtener una representación gráfica de la elevación en cada playa. En total se obtuvieron y analizaron 152 perfiles topográficos.

Playa	RMMV (m)
Fuentebravía	2.96
Santa Catalina	2.96
Valdelagrana	2.96
Camposoto	2.96
La Barrosa	2.96
Conil	2.96
Barbate	2.30
Bolonia	1.22
Valdevaqueros	1.22
Los Lances	1.22
La Alcaidesa	1.00
Sotogrande	1.00

Tabla 3.2.1. Rango medio de mareas vivas (RMMV) en cada una de las playas de estudio (Del Río, 2007).

3.2.2. Análisis del sedimento

El análisis de los sedimentos proporciona información sobre las características del área fuente del material, así como de las condiciones hidrodinámicas en las que se produjo su transporte y sedimentación (Folk y Ward, 1957; Gao y Collins, 1992). Debido a la relación existente entre las características del sedimento y la morfología de la playa y el modo de actuar del oleaje, los estudios de cambios morfológicos del perfil de playa se suelen acompañar del análisis de las características sedimentarias (Bascom, 1951; Guillent y Jimenez, 1995; Anfuso, 2002). Se obtiene así información sobre los patrones de transporte sedimentario, que ayuda a conocer la distribución longitudinal del sedimento en cada playa.

En este trabajo se ha realizado un análisis de las características sedimentarias de cada una de las playas de estudio. Para ello se tomaron muestras de sedimento en las dos campañas de perfilamiento topográfico realizadas en cada playa. Se tomaron tres muestras de sedimento por perfil, una en la playa seca, otra en el intermareal alto y otra en el intermareal bajo (Figura 3.2.2). Las muestras se tomaron a mano con ayuda de una pequeña pala, tomando aproximadamente 500 gramos de arena en los primeros 20 cm de la superficie.

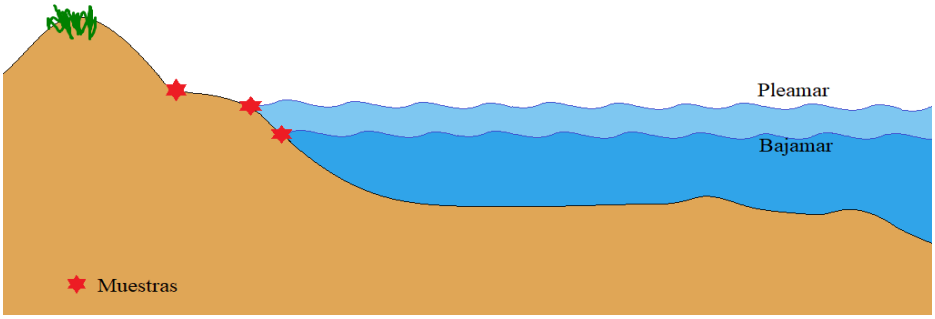


Figura 3.2.2. Esquema indicativo de los puntos de recolección de las muestras de sedimento.

Posteriormente, las muestras fueron procesadas y analizadas en el Laboratorio de Sedimentología del Centro Oceanográfico de Málaga, perteneciente al Instituto Español de Oceanografía. En primer lugar, las muestras se secaron en un horno a 60º C durante 48 horas (Figura 3.2.3. A). A continuación se realizó un tamizado seco utilizando una columna de 10 tamices a intervalos de 0.5 phi, desde 0 a 4 phi y un último tamiz ciego (Figura 3.2.3. B). Tras 10 minutos de tamizado, se pesó el sedimento retenido en cada tamiz para cada una de las muestras.



Figura 3.2.3. A: Imagen del horno donde se secaron las muestras durante 48 horas a 60º C. B: Columna de los diez tamices utilizados para el análisis del tamaño de grano del sedimento.

Una vez obtenida la distribución de tamaños de grano para cada muestra, se realizó el análisis de los datos utilizando el programa GRADISTAT (Blott y Pye, 2001), que calcula basándose en Folk y Ward (1957) y el método de los momentos, los estadísticos habituales en los estudios granulométricos (media, mediana, desviación estándar, asimetría y curtosis) (Folk, 1966; Friedman, 1967). La caracterización del sedimento se ha realizado según la clasificación logarítmica de Wentworth (1922), donde el tamaño de grano se suele representar en escala phi (Krumbein, 1934) (Tabla 3.2.2). Así pues, el análisis de dichos estadísticos proporciona información sobre los procesos y los ambientes de sedimentación de las muestras de sedimento (McManus, 1988; Benavente, 2000; Costas, 2006). De este

modo, la media y la mediana aportan información sobre el tamaño de grano, relacionado con las condiciones energéticas del oleaje y las corrientes, mientras que la desviación estándar informa sobre el grado de selección del sedimento y por lo tanto de su uniformidad (Tabla 3.2.3). Por otra parte, la asimetría proporciona información sobre la desviación de la distribución respecto a una curva normal de Gauss (Friedman, 1967), y la curtosis indica el grado de apuntamiento de la curva de distribución de tamaños de grano, describiendo la relación existente entre el grado de selección de las "colas" y de la parte central de la distribución (Costas, 2006).

Nomenclatura	Tamaño de grano (mm)	Tamaño de grano (Φ)
Cantos	> 4	< -2
Gravas	4 a 2	-2 a -1
Arena muy gruesa	2 a 1	-1 a 0
Arena gruesa	1 a 0.5	0 a 1
Arena media	0.5 a 0.25	1 a 2
Arena fina	0.25 a 0.125	2 a 3
Arena muy fina	0.125 a 0.063	3 a 4
Fango	< 0.063	> 4

Tabla 3.2.2. Clases de la escala granulométrica de Wentworth(1922) utilizadas en este trabajo.

DESVIACIÓN ESTÁNDAR	ASIMETRÍA	CURTOSIS
Muy bien clasificada < 1.27	Muy positiva -0.3 a -1.0	Muy platicúrtica< 0.67
Bien clasificada 1.27-1.41	Positiva -0.1 a -0.3	Platicúrtica 0.67 a 0.90
Moderadamente bien clas. 1.41-1.62	Simétrica -0.1 a +0.1	Mesocúrtica 0.90 a 1.11
Moderadamente clas. 1.62-2.00	Negativa +0.1 a +0.3	Leptocúrtica 1.11 a 1.50
Pobremente clasificada 2.00-4.00	Muy negativa +0.3 a +1.0	Muy leptocúrtica 1.50 a 3.00
Muy pobremente clas. 4.00-16.00		Extremadamente leptocúrtica>3.00
Extremadamente pobre clas. > 16.00		

Tabla 3.2.3. Rangos de variación de los principales parámetros granulométricos (Folk y Ward, 1957)

Posteriormente, los resultados se representaron en Microsoft Excel® para observar la distribución, los cambios y el comportamiento en todo el área de estudio. Además, los datos de tamaño de grano se interpolaron en ArcGIS® para construir ráster y obtener así información visual de la distribución del tamaño de grano en cada una de las playas.

Además del análisis granulométrico de las muestras, se llevó a cabo un análisis calcimétrico para determinar el contenido en carbonatos de las mismas. Para ello se utilizó el Método del LOI (*Lossonignition*). La determinación de la pérdida de peso por ignición

(LOI) es una metodología empleada para determinar el contenido de materia orgánica y de carbonatos en los sedimentos (Heiri et al., 2001; Dean, 1974;Bengtsson y Enell, 1986). En una primera reacción, la materia orgánica es oxidada a 500-550º C, emitiendo CO_2 y ceniza. En una segunda reacción, se produce la destrucción de los carbonatos a 900-1000º C, con la emisión de CO_2 y la formación de óxidos. La pérdida de peso experimentada por la muestra durante estas reacciones es fácilmente determinada, pesando el sedimento antes y después de ser quemado. Esta pérdida de peso está estrechamente relacionada con el contenido en materia orgánica y carbonatos del sedimento (Dean, 1974;Bengtsson y Enell, 1986).

Para realizar el análisis calcimétrico se pesaron entre 40 y 50 gramos de muestra ya secada en el horno (60ºC durante 48 horas) y se colocó en crisoles cerámicos (Figura 3.2.4 A). Estos crisoles, en grupos de 15, se introdujeron en un horno mufla a 550ºC durante 4 horas. Tras este tiempo y una vez enfriadas las muestras en una campana de secado (Figura 3.2.4. B), se pesaron de nuevo para obtener el contenido de materia orgánica de cada muestra por diferencia en peso. A continuación, se volvieron a introducir las muestras en el horno mufla a 950º C durante 2 horas (Figura 3.2.4. C). Pasado este tiempo y enfriadas las muestras en la campana de secado, se volvieron a pesar para obtener, por diferencia en peso, la cantidad de carbonatos de cada muestra. Finalmente, los datos obtenidos para cada una de las muestras fueron analizados y representados en Microsoft Excel®.

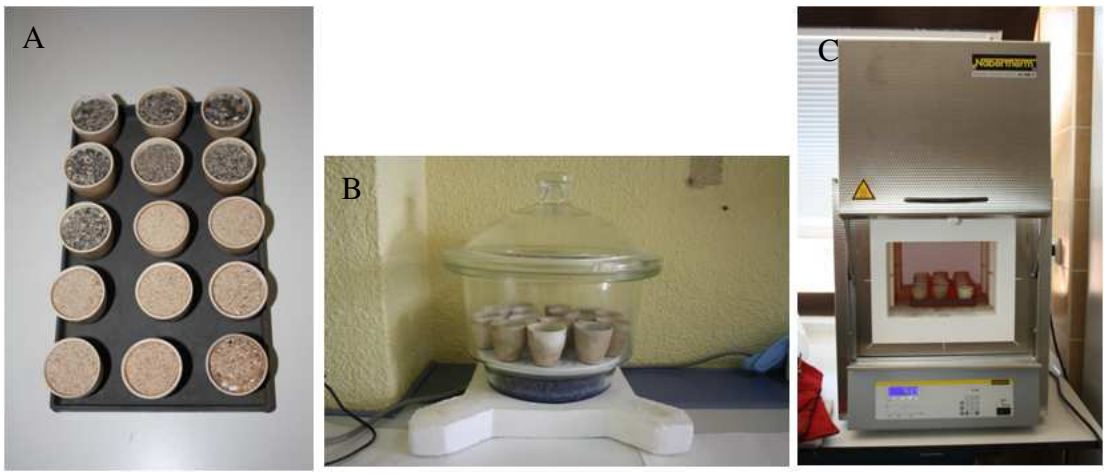


Figura 3.2.4. A: Crisoles cerámicos con las muestras preparadas para introducirlas en el horno mufla. B: Campana de secado con las muestras enfriándose para su pesado. C: Horno mufla con las muestras de sedimento en su interior.

3.3. EVOLUCIÓN RECIENTE

3.3.1. Fuentes de datos utilizados

El uso de imágenes aéreas, ya sean fotografías, imágenes de satélite u ortofotografías, es la metodología más usada en el estudio de la cuantificación de las variaciones costeras a medio-largo plazo (Ojeda, 2000; Del Río, 2007; Prieto, 2017).

Los primeros vuelos fotogramétricos aparecieron durante los años 40 del siglo pasado, suponiendo la fuente de información original de la que deriva la mayor parte de los documentos cartográficos y análisis del territorio realizados en la actualidad (Prieto, 2017). Posteriormente, durante las décadas de los 80 y 90 con los avances tecnológicos de la revolución informática comenzó el procesado digital de las imágenes aéreas. El perfeccionamiento de los equipos fotográficos y de las escalas de vuelo, hicieron que el vuelo fotogramétrico fuera la fuente de información más utilizada para el cálculo de tasas de cambio y para los análisis temporales a medio-largo plazo de la zona costera durante las últimas décadas del siglo pasado (Prieto, 2017). Posteriormente, la obtención de fotografías en formato digital supuso un avance importante tanto en la toma de datos como el tratamiento postproceso de los mismos, permitiendo corregir las deformaciones correspondientes a la perspectiva cónica de los fotogramas de las fotografías aéreas tradicionales, y reducir de manera significativa los errores ocasionados por el desplazamiento de las imágenes estereoscópicas (Moore y Griggs, 2002; Ojeda et al., 2002). El desarrollo de los servicios web de mapas (WMS: Web Map Service) a finales de la de la década de los 90 del siglo pasado, ha facilitado el acceso a las ortofotografías, haciendo que hoy día sea una fuente de datos idónea para los estudios de cuantificación de las variaciones costeras, relegando el uso de fotogramas individuales georreferenciados a un segundo plano.

En el presente estudio de evolución reciente de la costa gaditana, se han utilizado 14 ortofotografías de los últimos sesenta años obtenidas de los servicios web de mapas de la Red de Información Ambiental de Andalucía (REDIAM), utilizando para su visualización el *software* ArcGIS® 10.2. Además, en la playa de Valdelagrana se han utilizado 9 fotografías aéreas más que la autora del presente trabajo ya había georreferenciado con anterioridad para su Tesis de Máster (Rodríguez-Polo, 2009). En la Tabla 3.3.1. se recogen las características de todas las ortofotos y fotografías aéreas utilizadas en la investigación del presente trabajo.

Los vuelos fotogramétricos y las ortofotografías están realizados por distintas instituciones y a distintas escalas, que van desde 1:10.000 a 1:40.000 para las fotografías aéreas y de 0,25 m/píxel a 1 m/píxel para las ortofotos. Aunque en este tipo de estudios se recomienda usar una escala igual o superior a 1: 20.000 (Thieler y Danforth, 1994), en este trabajo se han utilizado escalas inferiores a la recomendada para cubrir un rango temporal mayor (Anders y Byrnes, 1991; Moore, 2000) e incrementar así la calidad de los resultados.

FECHA VUELO	PROCEDENCIA	ESCALA NOMINAL	RESOLUCIÓN	TIPO
Nov 1956-Dic 1957	Ejército EEUU (vuelo americano	1:33000	1 m	Ortofoto B/N
1976	IRYDA-Ministerio Agricultura	1:18000	1, 4 m	B/N
1977	IRYDA-Ministerio Agricultura	1:18000	0,5 m	Ortofoto B/N
1981	Desconocido	1:30000	1,5 m	B/N
Mar 1982	Instituto Geográfico Nacional (IGN)	1:30000	1,15 m	B/N
Oct 1984	CECAF-Ejército del Aire	1:30000	1 m	Ortofoto B/N
Ago 1985	CECAF-Ejército del Aire	1:18000	1 m	B/N
May 1991	CECAF-Ejército del Aire	1:40000	1, 7 m	B/N
Ago-Oct 1992	Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (IECA)	1:20000	1 m	B/N
Jul 1994	Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (IECA)	1:15000	0,5 m	B/N
1997	CECAF-Ejército del Aire		1 m	Ortofoto B/N
1998	Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (IECA)	1:60000	1 m	Ortofoto Color
May 2000	Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (IECA)	1:30000	1,3 m	B/N
Jul-Sep 2002	Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (IECA)	1:20000	0,5 m	Ortofoto B/N
Jun-Oct 2004	Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (IECA)	1:60000	1 m	Ortofoto Color
2004	Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (IECA)		0,5 m	Ortofoto Color
Jul 2005	Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (IECA)	1:10000	0,7 m	Ortofoto Color
2006	Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (IECA)		0,5 m	Ortofoto Color
2007	Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (IECA)		1 m	Ortofoto Color
Ago-Nov 2008	Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (IECA)		0,5 m	Ortofoto Color
2010	Plan Nacional de OrtofotografíaAérea (PNOA)	1:10000	0,5 m	Ortofoto Color
2013	Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA)	1:10000	0,25 m	Ortofoto Color
2016	Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA)	1:50000	0,25 m	Ortofoto Color

Tabla 3.3.1. Otofografías y vuelos fotogramétricos utilizados en el presente estudio. Sombreados en gris aparecen los vuelos fotogramétricos utilizados adicionalmente en la playa de Valdelagrana.

La información de las horas, fechas y escalas de vuelo se han obtenido de la banda informativa de las fotografías de las que se disponía en formato papel y de la información ofrecida por la REDIAM para las distintas ortofotografías. En aquellos vuelos en los que no se sabía el día concreto, pero sí el mes de su realización, se ha optado por elegir el día 15 de dicho mes. En los casos en los que tanto el día como el mes eran desconocidos, se ha elegido como fecha el día 1 de julio de dicho año según las recomendaciones dadas por la guía del usuario de la herramienta Digital Shoreline Analysis System (DSAS), desarrollada por el Servicio Geológico de EE.UU. (USGS) (Thieler et al., 2009).

3.3.2. Obtención de la línea de costa

Uno de los aspectos más relevantes en los estudios de cuantificación de cambios costeros es la definición de la línea de costa (Boak y Turner, 2005), lo que condicionará la metodología desarrollada. Determinar su posición resulta bastante complejo, como demuestra el interés entre los miembros de la comunidad científica (Moore, 2000; Ojeda, 2000; Pajak y Leatherman, 2002; Fletcher et al., 2003; Braga, et al., 2013; Del Río y Gracia, 2013), ya que su posición está condicionada a oscilaciones de muy diversa magnitud y escala temporal, como el flujo y reflujo del oleaje, las oscilaciones de la marea tanto astronómicas como meteorológicas (*storm surge*), variaciones estacionales en el perfil de playa, etc. Según Ojeda (2015) los indicadores (*proxies*) de la línea de costa pueden responder a dos criterios; el primero meramente altimétrico, normalmente asociado al régimen mareal (*tidal datum-based proxy*) y el segundo asociado a la identificación de objetos o características fácilmente reconocibles en campo, mapas y ortofotografías (*feature-based proxy*). En la literatura más reciente aparece un tercer criterio basado en la identificación de objetos o características de clasificación no detectables por el ojo humano, mediante técnicas de clasificación de imágenes digitales (Aarninkhof et al., 2001, 2003; Boak y Turner, 2005; Pardo et al., 2012). Por tanto, existe una gran cantidad de indicadores de la línea de costa reconocibles tanto en campo como en las ortofotografías (Boak y Turner, 2005) (Figura 3.3.5).

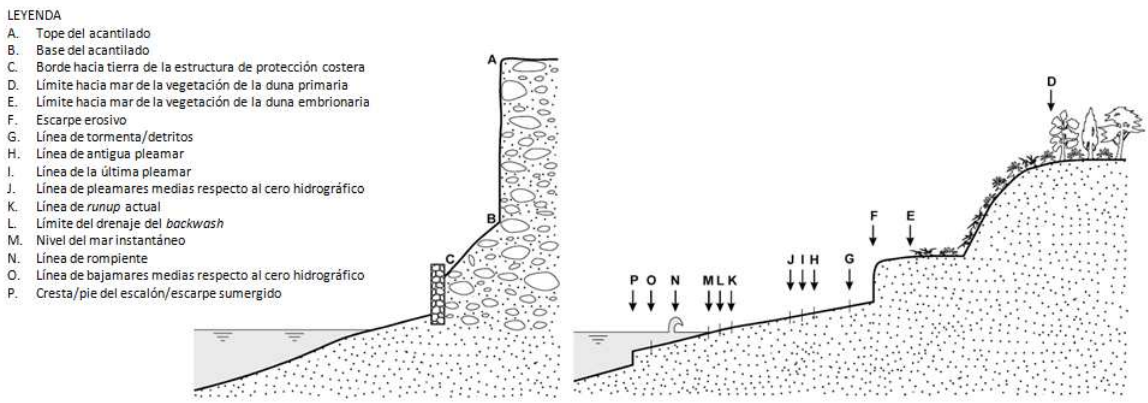


Figura 3.3.5. Tipo de indicadores de línea de costa comúnmente utilizados. Modificado de Boak y Turner(2005).

Por todo lo comentado anteriormente, queda claro que es necesario utilizar un indicador de la línea de costa que sea fácilmente identificable, que no se vea afectado por los factores externos ya comentados y que permita una comparación fiable para los diferentes períodos de estudio. Así pues, en este trabajo se han utilizado dos indicadores del tipo *feature-based proxy* para identificar la posición de la línea de costa, concretamente la línea de pleamares o HWL *(High Water Line)* y el pie de duna/acantilado.

3.3.2.1. Línea de pleamares

La línea de pleamares o HWL (High Water Line) es según diversos autores el indicador más apropiado para el estudio de la evolución de la línea de costa (Pajak y Leatherman, 2002; Boak y Turner, 2005; Selvan et al., 2014). Se identifica por la marca de agua (wet/dry line) o el cambio de tonalidad entre el sedimento húmedo y seco y representa el rastro dejado por la última pleamar previa a la toma de la fotografía (Anders y Byrnes, 1991; Crowell et al., 1991; Moore et al., 2006, entre otros) (Figura 3.3.6). A pesar de ser unos de los indicadores más utilizados, se encuentran referencias en la bibliografía a las diversas fuentes de error asociadas a él, como pueden ser las condiciones del mar, la marea, el oleaje o la forma del perfil de la playa (Anders y Byrnes, 1991; Moore, 2000; Pajak y Leatherman, 2002). Aún así, la línea de pleamares se considera un indicador aceptable de la línea de costa siempre que se tengan en cuenta sus limitaciones. Por otro lado, presenta ciertas ventajas como puede ser su fácil identificación en las fotografías aéreas o el ser el único indicador disponible en todos los vuelos empleados en este estudio, sobre todo en aquellos casos en los que la playa está respaldada por estructuras fijas como paseos marítimos, escolleras o muros de contención.

Así pues, debido a estas ventajas y a la necesidad de disponer de un indicador común a toda la zona de estudio (Pajak y Leatherman, 2002), se ha utilizado la línea de

pleamares como indicador de la línea de costa en este trabajo. Habría que añadir a favor de la elección de este *proxy*, su relativamente baja variabilidad a lo largo de toda la zona y período de estudio, ya que las fotografías aérea y ortofotos fueron tomadas en condiciones de buen tiempo (a excepción de la ortofoto de 1977, que fue tomada en condiciones de fuerte oleaje).



Figura 3.3.6. Ejemplo de digitalización de la línea de pleamares en la playa de Camposoto. Ortofotografía de 2008.

La identificación y posterior digitalización de la línea de pleamares se ha realizado con ArcMap, la aplicación central del *software* ArcGIS®. Se creó un documento de mapa o mxd para cada una de las playas, donde se almacenaron las líneas de costa digitalizadas en cada ortofoto como archivos vectoriales de tipo shapefile. Las diferentes líneas de costa se digitalizaron a una escala de 1:2500, teniendo en cuenta para ello la resolución de la pantalla utilizada para la digitalización, así como de las ortofotografías utilizadas. Se trabajó en el sistema de referencia espacial European Terrestrial Reference System 1989 (ETRS89) en la proyección Universal Transverse Mercator (UTM) para el huso 30 Norte.

3.3.2.2. Pie de duna

Como se comentó en el apartado anterior, la línea de pleamares como indicador de la posición de la línea de costa es un proxy que se ve influenciado por las condiciones meteorológicas, de la marea, del oleaje y por la forma del perfil de la playa. Por tanto, surge la necesidad de utilizar un indicador fiable y que no se vea afectado por estas variables. Uno de los indicadores que cumple estas condiciones y más usados en los estudios de cuantificación de los cambios costeros es el pie de duna (Ojeda, 2000;Moore y

Griggs, 2002;Domínguez et al., 2005;Prieto, 2012; Del Río et al., 2013, entre otros). Para su identificación se encuentran distintos criterios en la bibliografía. Así, Ojeda (2000) lo describe como el límite entre la playa alta (*backshore*) y la duna litoral asociada (*foredune*). Otros autores utilizan criterios basados en la existencia de vegetación dunar para establecer este límite, así Komar et al. (2001) lo definen como el límite entre la zona con y sin vegetación y Ferreira et al.(2006) lo definen como el límite hacia mar de la vegetación de la duna primaria. En muchos casos, la distribución y la densidad de la vegetación es muy variable, es por ello que en el presente estudio se ha digitalizado el pie de duna considerando el criterio propuesto por Ojeda (2000), donde se tiene en cuenta el relieve, la vegetación dunar y la tonalidad del sedimento para establecer este límite (Del Río, 2007) (Figura3.3.7).



Figura 3.3.7. Ejemplo de digitalización del pie de duna en la playa de Camposoto. Ortofotografía de 2008.

La principal limitación que supone el empleo del pie de duna como indicador de la línea de costa es el desfase temporal que puede presentar para reflejar los procesos de acreción y erosión de la playa a diferentes escalas temporales (Boak y Turner, 2005). Así, en playas con una zona supramareal amplia y una berma bien definida, las dunas sólo se verían afectadas por el oleaje en situaciones de temporal marítimo importante, lo que podría ocasionar una erosión de la playa no detectable en el pie de duna (Kraus y Rosati, 1997). Asimismo, la acreción costera, en caso de una playa en crecimiento, podría presentar un desfase o no verse reflejada en el pie de duna, ya que haría falta bastante tiempo para que se desarrollaran nuevos acúmulos dunares (Boak y Turner, 2005).

A pesar de estas limitaciones, se considera que el pie de duna es un indicador fiable para estimar los cambios costeros a largo plazo (Ojeda, 2000; Ferreira et al., 2006). Por consiguiente, en el presente trabajo se ha utilizado el pie de duna como indicador para cuantificar los cambios costeros acaecidos en las playas de estudio que cuentan con morfologías dunares en su parte trasera.

El modo de proceder para la digitalización del pie de duna sobre las fotografías aéreas georreferenciadas y las ortofotos ha sido similar al de la línea de pleamares. Se digitalizó el pie de duna en cada una de las playas para cada vuelo y se almacenaron como archivos vectoriales de tipo shapefile. Para facilitar el proceso de identificación del pie de duna se utilizaron las fotografías aéreas en papel en muchos de los casos. Con ayuda de un estereoscopio se visualizaron los pares estereoscópicos para apreciar en detalle el relieve de las dunas y facilitar así el proceso de digitalización en aquellas zonas donde la visualización en 2D no era suficiente (Zuzek et al., 2003).

3.3.2.3. Pie de acantilado

Aunque la mayor parte de la zona de estudio está constituida por costas arenosas, aparecen pequeños tramos de costa acantilada. Por ello surge la necesidad de utilizar un indicador de la línea de costa para estas zonas, que generalmente dependerá de la morfología del acantilado. Los principales indicadores utilizados en las zonas acantiladas son el borde superior del acantilado, en el caso de escarpes verticales (Benumof y Griggs, 1999; Moore y Griggs, 2002) y la base en el caso de acantilados de baja pendiente donde existe dificultad para delimitar el borde superior (Moore et al., 1999; Young et al., 2009). En este caso, debido a que los acantilados de la zona de estudio no presentan grandes relieves, se ha optado por elegir la base del acantilado como indicador. Para ello se ha realizado la digitalización del pie del acantilado directamente sobre la ortofotografía a partir del contraste de tonos entre el material del acantilado y el de la playa o plataforma que tiene delante (Del Río, 2007).

El modo de proceder ha sido similar al de la línea de pleamares y el pie de duna. Se digitalizó el pie del acantilado y se almacenó en archivos vectoriales de tipo shapefile mediante la aplicación de ArcMap.

3.3.3. Cuantificación de las variaciones costeras

Una vez digitalizadas las líneas de costa con los diferentes indicadores elegidos, se procedió a su comparación y al cálculo de las tasas de cambio con la ayuda de la extensión

Digital Shoreline Analysis System (DSAS 4.3) de ArcGIS, desarrollada por el Servicio Geológico de los EE.UU. (Thieler et al., 2009). Esta herramienta permite realizar un tratamiento estadístico minucioso de la evolución de las líneas de costa recogidas en un Sistema de Información Geográfica y ha sido utilizada por numerosos autores para el cálculo de las tasas de cambio costero a diferentes escalas espaciales (Albuquerque et al., 2013; Darsan, 2014; Kabuth et al., 2014, entre otros)

En primer lugar se creó una geodatabase personal en ArcCatalog para cada una de las playas, donde se exportaron todos los *shapefiles* de los distintos indicadores de las líneas de costa como clases de entidad. A continuación se creó una copia de uno de los archivos de las líneas de costa, se renombró y con la herramienta Fusionar de ArcToolbox se unieron todas las líneas de costa de un mismo indicador en una única clase de entidad. Este procedimiento se realizó para todas las playas y todos los indicadores usados para evaluar las tasas de cambio costero. Seguidamente se procedió a completar la tabla de atributos de cada clase de entidad, prestando una especial atención al campo "fecha". Una vez configurada la base de datos, se procedió a establecer los elementos geométricos sobre los que DSAS basa su funcionamiento: la línea base y los transectos.

Para definir la línea base se procedió creando un buffer alrededor de la línea de costa que se encontraba más hacia tierra. Este buffer se editó para evitar irregularidades y se procedió a completar todos los campos de su tabla de atributos. Una vez editada la línea base, el programa permite trazar de manera semiautomática los transectos perpendiculares a ella y que cortan a las líneas de costa, separados entre sí una cierta distancia, que para este trabajo fue de 20 metros (Figura 3.3.8). A continuación se procedió a editar los transectos para ajustar su posición, longitud y el ángulo para garantizar la ortogonalidad de los mismos respecto a las líneas de costa (Figura 3.3.9).

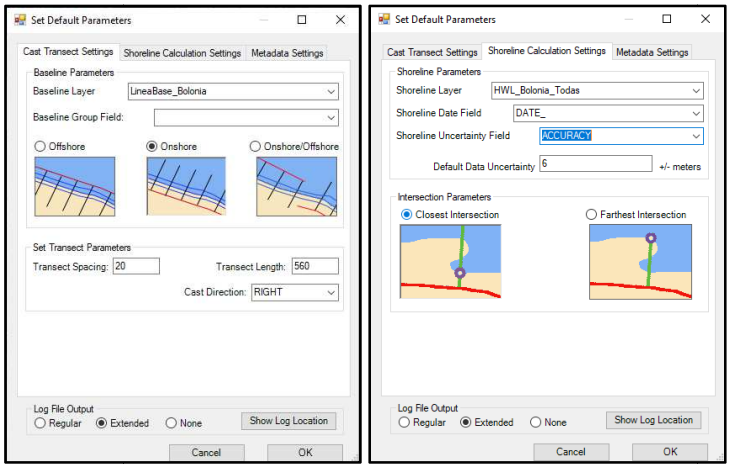


Figura 3.3.8. Edición de los transectos para la playa de Bolonia.



Figura 3.3.9. Distribución de los transectos (en negro) en la playa de Fuentebravía. Obsérvese la línea base (en rojo) y la clase de entidad con todas las líneas de costa, en este caso la HWL o marca de agua (en azul).

Una vez trazados los transectos, DSAS basa su funcionamiento para los análisis de los cálculos estadísticos en la medición de las distancias absolutas entre las intersecciones de cada transecto con las líneas de costa y la línea base. El resultado de las operaciones llevadas a cabo por el DSAS generó dos tablas en cada geodatabase personal; la primera de ellas es una tabla de intersecciones, donde se recogen las distancias entre las intersecciones de cada transecto con las distintas líneas de costa y una segunda tabla donde aparecen los estadísticos calculados para cada transecto. Para mostrar el resultado del cálculo estadístico

espacialmente en ArcMap, se unieron las tablas de estadísticos con la clase de entidad de los transectos. Además, las tablas se exportaron como archivos de base de datos (formato DBF), con el fin de tratarlas estadística y gráficamente en el *software* Microsoft Excel®.

DSAS permite calcular las tasas de cambio entre las distintas líneas de costa a lo largo de cada transecto en base a dos métodos estadísticos distintos, de acuerdo con las características de las fuentes de datos utilizadas y a las necesidades analíticas del estudio.

En primer lugar, la tasa de punto final o *End Point Rate* (EPR) se calcula dividiendo la distancia del movimiento de la costa por el tiempo transcurrido entre la primera y la última de las medidas, es decir, la más antigua y la más reciente línea de costa, expresada en metros por año (m/año). Es el método más sencillo y el más utilizado tradicionalmente en el cálculo de las tasas de cambio costero (Dolan et al., 1991; Martín et al., 2013; Prieto, 2017). La principal ventaja de la EPR es su facilidad de cálculo y los requisitos mínimos para los datos de partida (dos líneas de costa). La principal desventaja es que en los casos en que se dispone de más de dos líneas de costa, la información sobre el comportamiento del litoral proporcionada por las líneas intermedias se ignora.

Por otra parte, la tasa de regresión lineal o *Lineal Regression Rate* (LRR) se determina por ajuste de mínimos cuadrados a todos los puntos de la costa de un transecto en particular. La tasa de cambio es la pendiente de la línea. Este método es muy utilizado actualmente debido a la robustez estadística que lo sostiene (Morton et al., 2004; Genz et al., 2007; Ozturk et al., 2015). Las ventajas de la regresión lineal son: 1) se usan todos los datos, independientemente de los cambios en la tendencia o la exactitud, 2) el método es puramente computacional, 3) se basa en conceptos estadísticos ampliamente aceptados, y 4) es fácil de emplear. Sin embargo, como señalaron Dolanet al.(1991), el método de regresión lineal es susceptible a los valores atípicos, y también tiende a subestimar la tasa de cambio en relación con otros métodos, como el EPR.

En el presente trabajo se han utilizado tanto la tasa de punto final (EPR) como la regresión lineal (LRR) para comprobar la consistencia de los datos (Del Río, 2007). En este caso, al no tener datos de fiabilidad de las líneas de costa, no se ha utilizado el método ponderado de regresión lineal.

Además de estos dos estadísticos, DSAS también calcula dos distancias que se han utilizado para mostrar los resultados de este trabajo. La primera es la envolvente de los cambios de la línea de costa o *Shoreline Change Envelope* (SCE), que es la distancia entre

la línea de costa más alejada y la más cercana a la línea base en cada transecto, por lo que representa el cambio total en el movimiento de la costa para todas las posiciones de costa disponibles independientemente de sus fechas. La segunda es el movimiento neto de la línea de costa o *Net Shoreline Movemente* (NSM), que muestra la distancia entre la costa más antigua y la más reciente para cada transecto.

Con el propósito de mostrar espacialmente las tasas de cambio de la costa, se utilizó además la herramienta *Clip to Shoreline Change Envelope* de DSAS (Figura 3.3.10). Esta herramienta crea una copia de los transectos originales recortados en la extensión SCE, que unidos con la tabla que contiene las tasas de cambio, proporciona dos formas de mostrar espacialmente estas tasas. Por un lado, los transectos más largos ilustran áreas con mayor movimiento de la línea de costa y los colores indican rangos de las distintas tasas calculadas. Juntos, los dos métodos de visualización se utilizan para ilustrar variaciones de la tasa de cambio costero a lo largo de toda la costa (Thieler et al., 2009).

3.3.4. Evaluación del error del método

Cualquier estudio centrado en la obtención de tasas evolutivas de la línea de costa está sujeto a una serie de errores de precisión y localización que condicionarán la interpretación de los resultados. La fiabilidad de estos resultados depende directamente de las fuentes de información empleadas, así como del método de cálculo utilizado (Foote y Huebner, 1995). Por tanto, resulta imprescindible disponer de un mecanismo para determinar el rango de error o incertidumbre que permita evaluar los resultados y obtener umbrales a partir de los cuales las tasas de cambio sean significativas (Moore, 2000; Del Río, 2007; Prieto, 2017, entre otros).

Los elementos a tener en cuenta cuando se pretende estimar el umbral de incertidumbre del error en los procesos de fotointerpretación y digitalización dependen, tanto de factores intrínsecos de las fuentes de datos (tamaño del píxel, calidad radiométrica, fechas de adquisición de la imagen, etc.), como de los fenómenos que afectan a la fotointerpretación del indicador de la línea de costa empleado (oleaje, marea, pendiente de la playa…) (Morton et al., 2004; Del Río, 2007; Prieto, 2017, entre otros). En esta Tesis, teniendo en cuenta las características de las fuentes de datos, el método de cálculo y los indicadores de la línea de costa utilizados (línea de pleamares y pie de duna/acantilado), se han tenido en cuenta 5 variables que afectan a la exactitud en la posición de la línea de costa:

- Resolución espacial de la fuente (E_r): hace referencia al tamaño de objeto más pequeño que se puede representar en una imagen en la utilización de fuentes de datos ráster, como es el caso de las ortofotografías. En este caso ese tamaño mínimo coincide con el tamaño del píxel, que determina la escala de la imagen y por tanto su resolución (Bosque, 1992). Si se utilizan datos escaneados, habrá que tener en cuenta el material utilizado, ya que influirá en la resolución final del producto (Catalão et al., 2002). En este caso, en función de la resolución espacial de las ortofotografías utilizadas (ver Tabla 3.3.1.), el error oscila entre 0,5 y 1 m.

- Escala de trabajo (E_e): está relacionada con la resolución de la pantalla utilizada. Para este trabajo se ha utilizado una pantalla con una resolución de 1920x1080 píxeles, lo que implica que a escala 1:2500, la longitud horizontal total de visualización equivale a 1227 m en el terreno. En este caso, cada píxel de la pantalla equivale a 0,6 m en la realidad. Siguiendo el mismo procedimiento realizado por Prieto (2017), se han observado unas diferencias medias de 2,5 píxeles tras digitalizar varias veces un mismo elemento puntual evidentemente visible en una ortofotografía, por lo que se ha establecido un error medio continuo de 1,5 m para esta variable.

- Criterio del fotointérprete (E_c): el levantamiento de datos y, por tanto, los resultados, van a estar directamente relacionados con las condiciones y criterios subjetivos de cada fotointérprete. En este caso se han utilizado los criterios establecidos por Prieto (2017), por lo que el error medio de las diferentes muestras de línea de costa es de 1,25 m para fuentes con resolución submétrica y de 3 m para las métricas.

- Georreferenciación (Eg): este error resultante del proceso de georreferenciación de los fotogramas, solo se ha cuantificado en las imágenes utilizadas en la playa de Valdelagrana, adicionalmente a las ortofotografías (ver Tabla 3.3.1.). Expresa la desviación de la localización de un objeto respecto a su posición real, originada mediante el proceso de georreferenciación manual de fotografías aérea (Prieto, 2017) y se cuantifica mediante el error cuadrático medio (*Root Mean Square-RMS*). Hay que mencionar, que aunque el RMS no es completamente equivalente a la exactitud posicional de la imagen georreferenciada (Hughes et al., 2006), es una estimación generalmente aceptada de la misma (Del Río, 2007; Prieto, 2017). En este trabajo, se tomaron un mínimo de 17 puntos de control por fotograma mediante

un proceso iterativo de selección y ajuste, hasta obtener siempre un error cuadrático medio o RMS inferior a 0,6 metros.

- Indicador o *proxy* (E_i): componente física del error relacionada con las características del indicador utilizado en cada caso (Del Río, 2007):

  - Línea de pleamares o marca de agua: variabilidad causada por las diferentes alturas que alcanza la pleamar a lo largo del año, así como el diferente alcance horizontal en playas con distinta morfología. Según la metodología desarrollada por Del Río (2007), el error producido por el indicador de la línea de pleamares queda definido geométricamente como el desplazamiento horizontal de la línea de costa causado por una altura de marea M en una playa de pendiente tan β (Allan et al., 2003):

$$E_i = {}^{M}/_{tag\ \beta} \tag{3.1}$$

  donde M se calculará en función de la información que se tenga de cada fotograma. Si se conoce la fecha exacta de los fotogramas, M se calcula como la diferencia de altura entre las pleamares de las dos fotografías que se comparan. En cambio, si se desconoce la fecha exacta de la realización de los fotogramas, se tomarán unos valores patrón que representan la diferencia máxima de alturas registradas entre las pleamares de las mareas vivas y muertas mensuales a lo largo del año en las diferentes zonas de estudio. Así se obtiene el máximo desplazamiento en la horizontal de la línea de pleamares en una aproximación conservadora (Del Río, 2007). Para el parámetro M, se han utilizado los valores calculados por Del Río (2007) para la costa atlántica gaditana y se ha calculado para la zona mediterránea:

    - zona norte de la costa atlántica → M = 0,9 m
    - zona central de la costa atlántica → M = 0,7 m
    - zona sur de la costa atlántica → M = 0,5 m
    - costa mediterránea de la provincia de Cádiz → 0,3 m

  - Pie de duna/pie de acantilado: debido a que no dependen de variaciones a corto plazo ni presentan deformación apreciable por efectos del relieve, se considera cero la componente del error.

El cálculo del error de cada fecha de estudio se realiza mediante la raíz de la suma cuadrática de las componentes (Coyne et al., 1999; Del Río, 2007; Prieto, 2017):

$$Error_{cuadrático} = \sqrt{\left(E_r^2 + E_e^2 + E_c^2 + E_g^2 + E_i^2\right)} \quad (3.2)$$

En la tabla 3.3.2. se detallan los errores cuadráticos de las variables consideradas en cada una de las ortofotografías empleadas en el estudio. En este caso se exponen los errores comunes a toda la zona de estudio y no se ha añadido el error de georreferenciación, que sí se ha tenido en cuenta en el cálculo de los errores de los años 1976, 1981, 1982, 1984, 1985, 1991, 1992, 1994 y 2000 en la playa de Valdelagrana. Además, se ha utilizado la aproximación conservadora del parámetro M para el cálculo del error relacionado con las características físicas del indicador (E_i), ya que en la mayoría de las ortofotografías se desconoce el día exacto de la realización de la imagen.

Ortofotografías	Error resolución	Error escala	Error criterio	Error indicador	Error cuadrático (HWL)(m)	Error cuadrático (PD)(m)
1956	1,00	1,50	3,00	0,90	3,61	3,50
				0,70	3,57	
				0,5	3,54	
				0,3	3,51	
1977	0,50	1,50	3,00	0,90	3,51	3,39
				0,70	3,46	
				0,5	3,43	
				0,3	3,40	
1984	1,00	1,50	3,00	0,90	3,61	3,50
				0,70	3,57	
				0,5	3,54	
				0,3	3,51	
1997	1,00	1,50	3,00	0,90	3,61	3,50
				0,70	3,57	
				0,5	3,54	
				0,3	3,51	
1998	1,00	1,50	3,00	0,90	3,61	3,50
				0,70	3,57	
				0,5	3,54	
				0,3	3,51	
2002	0,50	1,50	1,25	0,90	2,21	2,02
				0,70	2,13	
				0,5	2,08	
				0,3	2,04	
2004	0,50	1,50	1,25	0,90	2,21	2,02
				0,70	2,13	
				0,5	2,08	
				0,3	2,04	

Ortofotografías	Error resolución	Error escala	Error criterio	Error indicador	Error cuadrático (HWL)(m)	Error cuadrático (PD)(m)
2005	0,70	1,50	1,25	0,90	2,26	2,07
				0,70	2,19	
				0,5	2,13	
				0,3	2,10	
2006	0,50	1,50	1,25	0,90	2,21	2,02
				0,70	2,13	
				0,5	2,08	
				0,3	2,04	
2007	1,00	1,50	3,00	0,90	3,61	3,50
				0,70	3,57	
				0,5	3,54	
				0,3	3,51	
2008	0,50	1,50	1,25	0,90	2,21	2,02
				0,70	2,13	
				0,5	2,08	
				0,3	2,04	
2010	0,50	1,50	1,25	0,90	2,21	2,02
				0,70	2,13	
				0,5	2,08	
				0,3	2,04	
2013	0,25	1,50	1,25	0,90	2,16	1,97
				0,70	2,09	
				0,5	2,03	
				0,3	1,99	
2016	0,25	1,50	1,25	0,90	2,16	1,97
				0,70	2,09	
				0,5	2,03	
				0,3	1,99	

Tabla 3.3.2. Errores cuadráticos de cada ortofotografía.

El error calculado se aplica sobre cada ortofotografía o fotograma, por tanto cuando se realiza la comparación de dos líneas de costa pertenecientes a dos ortofotografías o fotogramas, el error es acumulativo (Anders y Byrnes, 1991; Del Río, 2007). De este modo, el error total de la tasa de cambio resultante de la comparación de dos líneas de costa se calcula (Morton et al., 2004; Del Río, 2007; Prieto, 2017):

$$E_{tasa} = \frac{\sqrt{\left(E^2_{cuadrático\ 1} + E^2_{cuadrático\ 2}\right)}}{Tiempo} \tag{3.3}$$

donde T es el tiempo transcurrido entre la toma de las dos fotografías.

En la tabla 3.3.3. se detallan los errores de las tasas de cambio, para los dos indicadores utilizados, en algunos de los periodos de estudio, sin añadir la variable procedente de la georreferenciación manual. Como ya se mencionado, el error resultante

del proceso de georreferenciación manual solo se ha tenido en cuenta en algunas de las fotografías utilizadas en la playa de Valdelagrana, que se detallaron con anterioridad.

Periodo	Zona	Error tasa (HWL)(m/año)	Error tasa (PD)(m/año)
1956-2016	Norte Atlántico	0,07	0,07
	Centro Atlántico	0,07	
	Sur Atlántico	0,07	
	Mediterráneo	0,07	
1956-1977	Norte Atlántico	0,24	0,23
	Centro Atlántico	0,24	
	Sur Atlántico	0,23	
	Mediterráneo	0,23	
1977-1984	Norte Atlántico	0,72	0,70
	Centro Atlántico	0,71	
	Sur Atlántico	0,70	
	Mediterráneo	0,70	
1984-1997	Norte Atlántico	0,39	0,38
	Centro Atlántico	0,39	
	Sur Atlántico	0,38	
	Mediterráneo	0,38	
1997-1998	Norte Atlántico	5,11	4,95
	Centro Atlántico	5,05	
	Sur Atlántico	5,00	
	Mediterráneo	4,97	
1998-2002	Norte Atlántico	1,06	1,01
	Centro Atlántico	1,04	
	Sur Atlántico	1,03	
	Mediterráneo	1,02	
2002-2004	Norte Atlántico	1,56	1,43
	Centro Atlántico	1,51	
	Sur Atlántico	1,47	
	Mediterráneo	1,44	
2004-2005	Norte Atlántico	3,16	2,89
	Centro Atlántico	3,06	
	Sur Atlántico	2,98	
	Mediterráneo	2,92	
2005-2006	Norte Atlántico	3,16	2,89
	Centro Atlántico	3,06	
	Sur Atlántico	2,98	
	Mediterráneo	2,92	
2006-2007	Norte Atlántico	4,23	4,04
	Centro Atlántico	4,16	
	Sur Atlántico	4,10	
	Mediterráneo	4,06	
2007-2008	Norte Atlántico	4,23	4,04
	Centro Atlántico	4,16	
	Sur Atlántico	4,10	
	Mediterráneo	1,06	

Periodo	Zona	Error tasa (HWL)(m/año)	Error tasa (PD)(m/año)
2008-2010	Norte Atlántico	1,56	1,43
	Centro Atlántico	1,51	
	Sur Atlántico	1,47	
	Mediterráneo	1,44	
2010-2013	Norte Atlántico	1,03	0,94
	Centro Atlántico	1,00	
	Sur Atlántico	0,97	
	Mediterráneo	0,95	
2013-2016	Norte Atlántico	1,02	0,93
	Centro Atlántico	0,98	
	Sur Atlántico	0,96	
	Mediterráneo	0,94	

Tabla 3.3.3. Error de las tasas de cambio para ambos indicadores y periodos de estudio.

En la tabla 3.3.3., se observa que el error de las tasas de cambio para el periodo 1956-2016, es de 0,07 m/año para los dos indicadores de la línea de costa utilizados en toda la zona de estudio.

3.4. ESTUDIO DE ESTABILIDAD

Para realizar el análisis de estabilidad de las playas de estudio se ha utilizado la información aportada por la evolución de las líneas de costa, información de oleaje proporcionada por el proyecto HIPOCAS (Hindcast of dynamic Processes of the Ocean and Coastal Areas of Europe) (Guedes-Soares et al., 2002), así como el *software* MepBay®. Toda esta información ha permitido evaluar el estado actual de las doce bahías estudiadas y agruparlas en cuatro categorías según la clasificación de Silveira et al. (2010) comentada en el capítulo de introducción (para más detalle, ver apartado 1.1.).

3.4.1. Datos de oleaje

Una de las principales causas de erosión y cambios costeros a corto plazo son el impacto de las tormentas o eventos de oleaje extremo (Stone et al., 1997; Donnelly et al., 2001; Cooper et al., 2004.; Anfuso et al., 2016). Para el análisis del clima marítimo y los eventos extremos en el área de estudio, se han utilizado cuatro puntos SIMAR-44 del proyecto HIPOCAS distribuidos a lo largo de la costa gaditana (denominados Cádiz, Conil, Bolonia y Mar de Alborán) y que cubren el periodo comprendido entre enero de 1958 y diciembre de 2016 (Figura 3.4.1.) con intervalos de 3 horas para los datos del Atlántico y de 1 hora para los datos del Mediterráneo. Los datos HIPOCAS corresponden a puntos de predicción generados para el Mediterráneo y el Atlántico Nororiental a partir del modelo

de alta resolución HANSON, que utiliza los campos de viento y de presión superficial obtenidos por el modelo REMO (Guedes-Soares et al., 2002). Así pues, numerosos son los trabajos encontrados en la bibliografía que utilizan los datos HIPOCAS para el estudio del clima marítimo de la zona. Algunos autores como Del Río (2012), Plomaritis (2015) o Puig (2014), han aplicado una corrección a los datos de altura de ola de HIPOCAS, en cambio mucho otros como Anfuso (2016), Rangel-Buitrago (Rangel-Buitrago, 2013) o Guisado-Pintado (2017) no realizan ninguna corrección. Los datos HIPOCAS han sido ampliamente validados (Ratsimandres et al., 2008; Sebastião et al., 2008; Sotill et al., 2008) y según Pilar et al. (2008), la comparación de los datos de oleaje de HIPOCAS con datos procedentes de boyas, han demostrado que el ajuste es excelente para la costa de española, por tanto, en este trabajo no se ha realizado ninguna corrección a los datos.

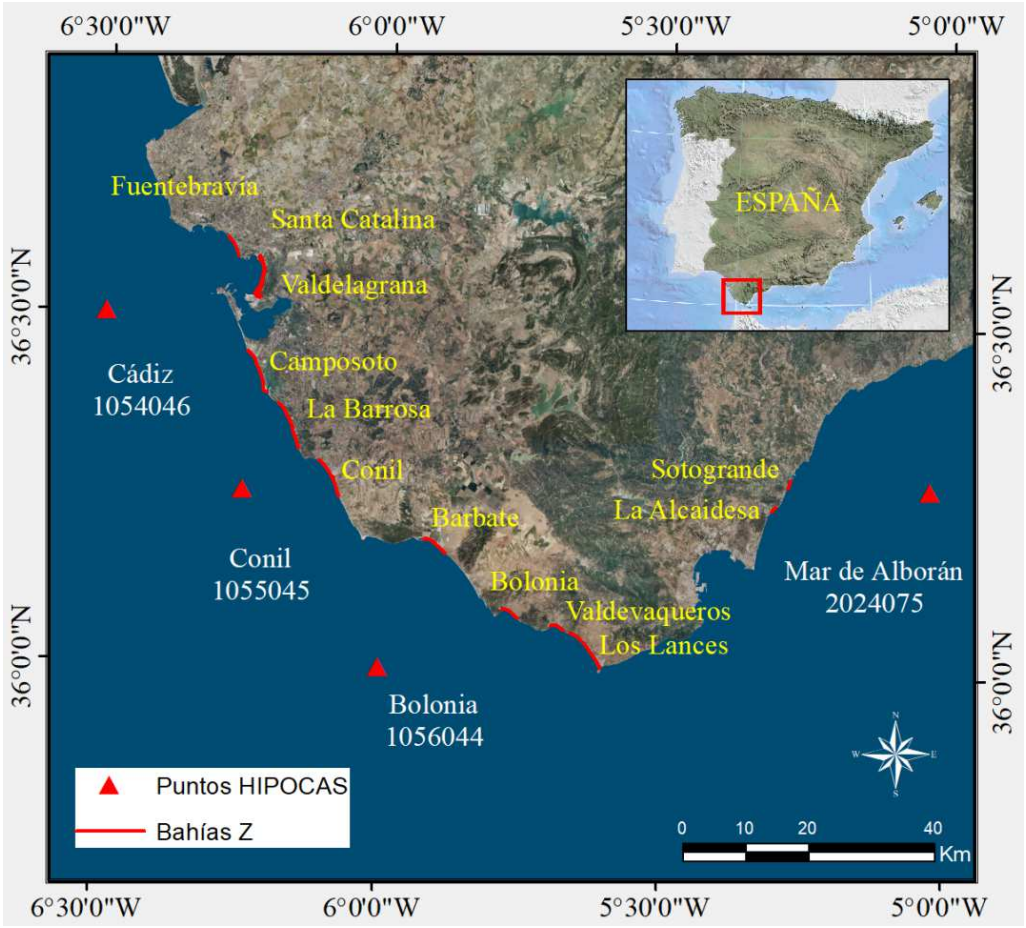


Figura 3.4.1. Localización de los puntos HIPOCAS

Para los puntos ubicados en la costa atlántica gaditana no se dispone de un registro continuo, presentando un intervalo sin datos de 4 años entre diciembre de 2001 y diciembre de 2005. En cambio, para el punto ubicado en el Mar de Alborán el registro es continuo desde 1958 hasta 2016 (Tabla 3.4.1.). El conjunto de datos utilizados cubre un periodo de 58 años que, según Komar y Allan (2008), representan un periodo de tiempo

suficiente para analizar tendencias en la altura de ola, comportamiento o variaciones anuales en la altura de ola debido a eventos climáticos.

NOMBRE	PERIODO	TIPO	LONGITUD	LATITUD
Cádiz 1054046	1958-2001 2005-2016	Direccional	6°30'0" O	36°30'0" N
Conil 1055045	1958-2001 2005-2016	Direccional	6°15'0" O	36°15'0" N
Bolonia 1056044	1958-2001 2005-2016	Direccional	6°0'0" O	36°0'0" N
Mar de Alborán 2024075	1958-2016	Direccional	5°1'48" O	36°16'12" N

Tabla 3.4.1. Información de los puntos HIPOCAS utilizados en el estudio del oleaje.

En los estudios de erosión costera, la definición y cálculo de temporales es un tema clave (Li et al., 2011). En este trabajo se ha definido un temporal como un evento meteorológico durante el cual la altura de ola significante (H_s) supera un umbral mínimo de altura y tiempo siguiendo tres criterios:

1. **Altura de ola significante (H_s).** Se ha considerado una altura superior o igual a 2,5 m para la costa atlántica, ya que este valor refleja la altura de ola a la que la erosión comienza a producir efectos en las playas del golfo de Cádiz según las observaciones de Anfuso y Gracia (2005); Plomaritis et al. (2009); Almeida et al.(2010); Rangel-Buitrago y Anfuso (2011a,2011b,); Ribera et al. (2011); Del Río et al. (2012b) y Rangel-Buitrago (2013), y mayor o igual a 2 m para la costa mediterránea, según los criterios seguidos por Sánchez-Arcilla (2008) y Guisado-Pintado (2014; 2017).
2. **Duración mínima de la tormenta.** Se ha considerado una duración mínima de 12 horas, de esta manera la tormenta afecta a la costa al menos durante un ciclo de marea completo (Morton et al., 1997; Dorsch et al., 2008; Rangel-Buitrago y Anfuso, 2013; Guisado-Pintado et al., 2014)
3. **Periodo entre temporales.** Se ha considerado un periodo de 24 horas en el Atlántico y de 12 horas en el Mediterráneo (Molina et al., 2019), con el fin de caracterizar un conjunto de eventos desagrupados e independientes (Morton et al., 1997; Dorsch et al., 2008).

Con el objetivo de identificar los temporales y para facilitar el análisis de los datos de oleaje, se creó un *script* de Python 2.7 que se detalla y se adjunta en el Anexo I. Una vez identificados los temporales se procedió a calcular el contenido energético de cada temporal. Para ello se utilizó el *Storm Power Index* (SPI) definido por Dolan y Davis

(1992), debido a que es un índice simple y de fácil aplicación y además supone un valioso indicador de la magnitud de la tormenta y su erosión asociada (Li et al., 2011). El *Storm Power Index* se calcula mediante la expresión:

$$SPI = \sum H_s^2 * t_d \quad (3.1)$$

donde H_s es la altura significante registrada durante el evento y t_d la duración del temporal en horas.

Se ha observado que la sucesión de varias tormentas puede producir erosión significativa y cambios morfológicos importantes (Lee et al., 1998; Birkemeier et al., 1999) y, que en algunos casos la erosión provocada por la sucesión de tormentas es mayor que la de una tormenta individual (Morton et al., 1995; Lee et al., 1998). En este sentido, Ferreira (2005) demostró que la erosión causada por un grupo de tormentas con periodo de retorno corto, puede fácilmente superar la erosión causada por una tormenta individual con un periodo de retorno más largo. Así, un grupo de temporales queda definido como una serie consecutiva de dos o más eventos extremos de oleaje o temporales cuya ocurrencia no propicia la recuperación del litoral (Ferreira, 2005, 2006; Rangel-Buitrago, 2013b). En este trabajo, los temporales de la costa atlántica se han considerado dentro de un mismo grupo siguiendo los criterios descritos por Ferreira (1995, 2005, 2006) para la costa portuguesa y por Rangel-Buitrago (2013a) para el golfo de Cádiz. En este caso, dos o más temporales fueron clasificados como un "grupo de temporal" si hubo menos de tres semanas (21 días) entre los picos de tormenta o dos semanas (14 días) entre el final de la primera tormenta y el principio de la siguiente.

3.4.2. MepBay

Para evaluar la estabilidad de las playas de estudio se ha utilizado el *software* MEPBAY® *(Model for Equilibrium Planform of Bay Beaches*). Como se comentó en el capítulo de introducción, este *software* fue desarrollado por Klein (2004) para modelizar el comportamiento en planta de las bahías en Z. Basa su funcionamiento en la aplicación de la ecuación del modelo parabólico creada por Hsu y Evans (1989) sobre mapas o fotografías aéreas para calcular las variables de dicho modelo y obtener así la línea de costa en equilibrio estático de la bahía en Z.

En este caso, se ha utilizado el registro de ortofotografías empleadas en el estudio de la evolución de las líneas de costa (Tabla 3.3.1.), sobre las que se han seleccionado tres puntos: el punto de difracción del oleaje (P), el punto de inicio de la sección recta de la

bahía en Z (E) y el punto final de dicha sección (R). Una vez establecidos estos tres puntos, el programa MepBay dibuja la línea de costa teórica, que comparándola con la línea de costa real, ofrece información sobre el estado de equilibrio de la forma en planta en que se encuentra la bahía.

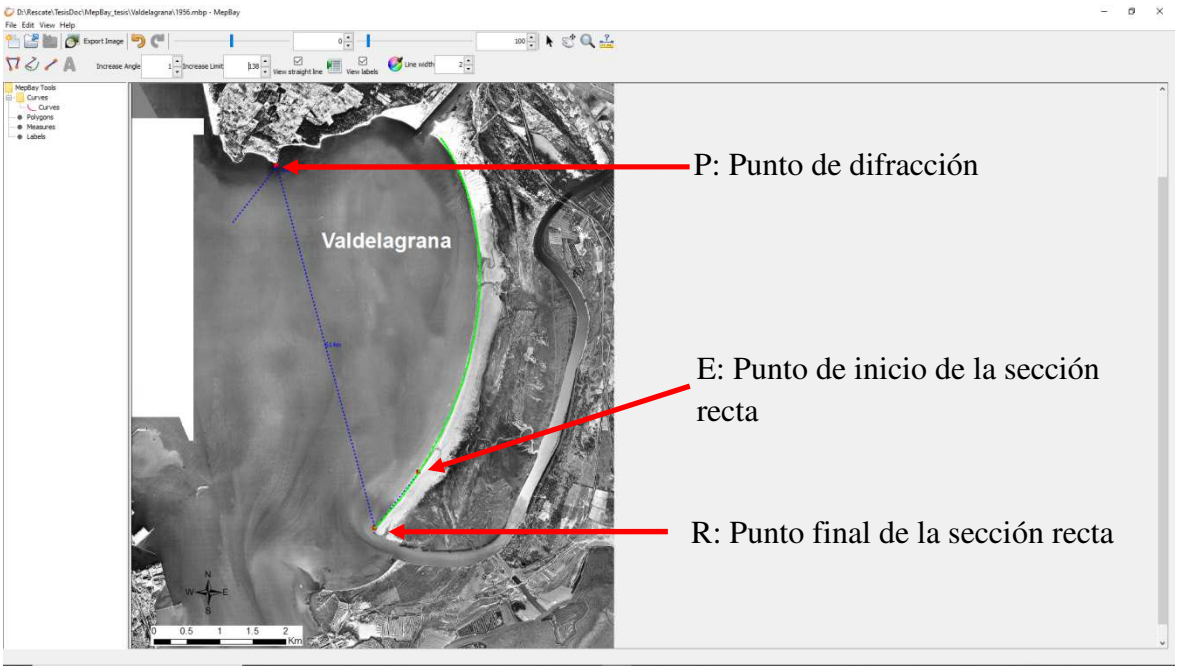


Figura 3.4.2. Imagen del *software* MepBay con indicación de los puntos de control (rojo) y línea teórica (verde) sobre la ortofoto de 1956 de la playa de Valdelagrana.

El *software* MepBay ha sido utilizado por diversos autores como Klein et al.(2003, 2010), Hsu et al.(2010), Jackson y Cooper (2010), Raabe et al.(2010), Silveira et al. (2010) y Ab Razak (2018) entre otros, para evaluar el estado de numerosas playas a lo largo del mundo. A pesar de ser un *software* sencillo y de gran utilidad, no ha recibido actualizaciones desde 2011. Debido a esto y a la necesidad de utilizar la máquina virtual de Java para su funcionamiento, muchas de las funciones que el *software* proporcionaba no están operativas o se han visto limitadas. Como consecuencia, en este trabajo se han presentado numerosas dificultades al utilizarlo para evaluar la estabilidad de las playas de estudio. Por este motivo y por las características morfológicas de algunas de las playas, se ha limitado su aplicación a sólo aquellas en las que las limitaciones del *software* lo han permitido. Para las demás playas, se ha estudiado la estabilidad con los datos de la evolución de la línea de costa y la información proporcionada por los datos de oleaje.

4. RESULTADOS

4.1. INTRODUCCIÓN

A continuación se exponen los resultados obtenidos a partir de la aplicación de la metodología descrita en el capítulo anterior. Se divide en tres secciones separadas por la temática de estudio: en la primera sección se expondrán los resultados referidos a la caracterización longitudinal de las bahías en Z, en la segunda sección se expondrán los resultados obtenidos en el estudio de evolución reciente de las bahías y en la tercera y última sección se describen los resultados obtenidos a partir del estudio de estabilidad. En cada sección se describirán los resultados obtenidos para cada una de las bahías en Z.

4.2. CARACTERIZACIÓN LONGITUDINAL

En esta sección se describen los resultados obtenidos sobre la caracterización longitudinal de las doce bahías en Z estudiadas. Se ha dividido en doce apartados, uno por cada playa analizada. En cada playa se expondrán en primer lugar los resultados obtenidos tras el estudio topográfico, a continuación los resultados de las características del sedimento y por último se mostrará la variabilidad longitudinal de esas características del sedimento con la pendiente de la playa. Hay que destacar, que en la exposición de los resultados del estudio topográfico, se ha optado representar para cada campaña todos los perfiles de la playa juntos, con el fin de poder observar mejor las variaciones longitudinales en cada playa.

4.2.1. Fuentebravía

4.2.1.1. Estudio topográfico

A continuación se exponen los resultados obtenidos tras las dos campañas de perfilamiento topográfico que se realizaron en la playa de Fuentebravía. La primera campaña se realizó el 23 de marzo y la segunda el 27 de septiembre, para poder tener así información de los cambios estacionales acaecidos en la morfología de la playa. Se realizó el levantamiento topográfico de seis perfiles distribuidos a lo largo de la playa en ambas campañas (Figura 4.2.1.). Como se indicó en el apartado de metodología, el orden de los perfiles se ha establecido desde la zona de sombra de la bahía (perfil 1) hacia la zona distal (perfil 6).

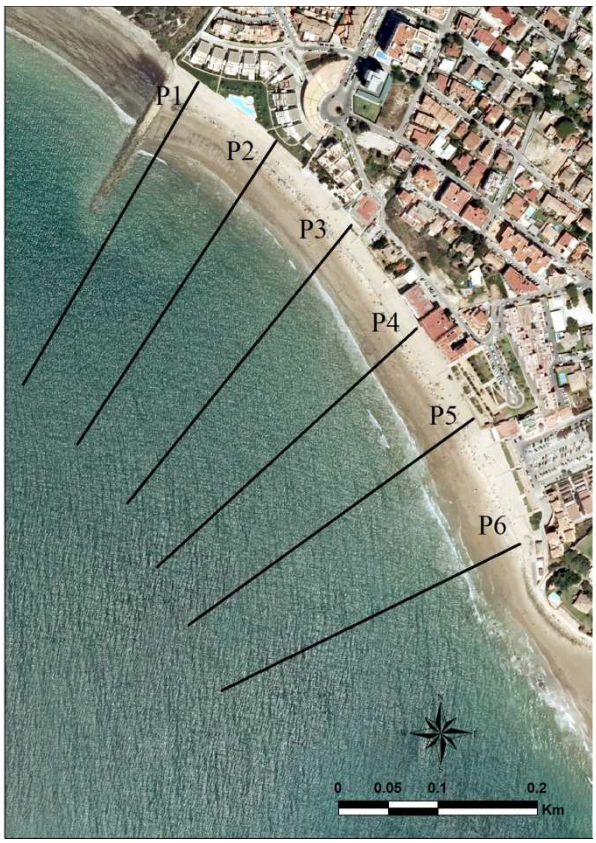


Figura 4.2.1. Distribución de los perfiles topográficos en la playa de Fuentebravía sobre la ortofoto de 2008.

En la figura 4.2.2. se muestran los perfiles tomados durante las dos campañas de perfilamiento topográfico. En este caso y en el resto de playas, se han representado los perfiles de la zona de sombra en tonos azules, los de la zona intermedia en tonos verdes y los de la zona distal en tonos anaranjados. Se ha representado con una línea horizontal continua el nivel medio del mar (cero del modelo de geoide EGM08-REDNAP (Instituto Geográfico Nacional, 2008)) y en líneas horizontales discontinuas los niveles de pleamar y bajamar según el rango medio de mareas vivas de cada zona (ver tabla 3.2.1.).

Los perfiles de la campaña de primavera (Figura 4.2.2. A) presentan una morfología de tipo intermedia (Short, 1979), presentando poca variedad respecto a la pendiente y con la presencia de una pequeña barra en la zona submareal en los perfiles 3 y 4. Destacan las diferencias observadas entre el perfil 6 y el resto de perfiles. A pesar de que la pendiente es similar a la del resto de perfiles, se aprecia una gran disminución en la elevación de la playa en esa zona, estando el perfil 6 por debajo del nivel medio del mar.

Respecto a los perfiles tomados durante la campaña de otoño (Figura 4.2.2. B), se observa una mayor pendiente intermareal, característica del típico perfil de verano (Tabla 4.2.1.) y la presencia de una berma en la zona supramareal en todos los perfiles, a

excepción del perfil más distal, que al igual que en la campaña de primavera presenta una menor elevación que el resto de perfiles.

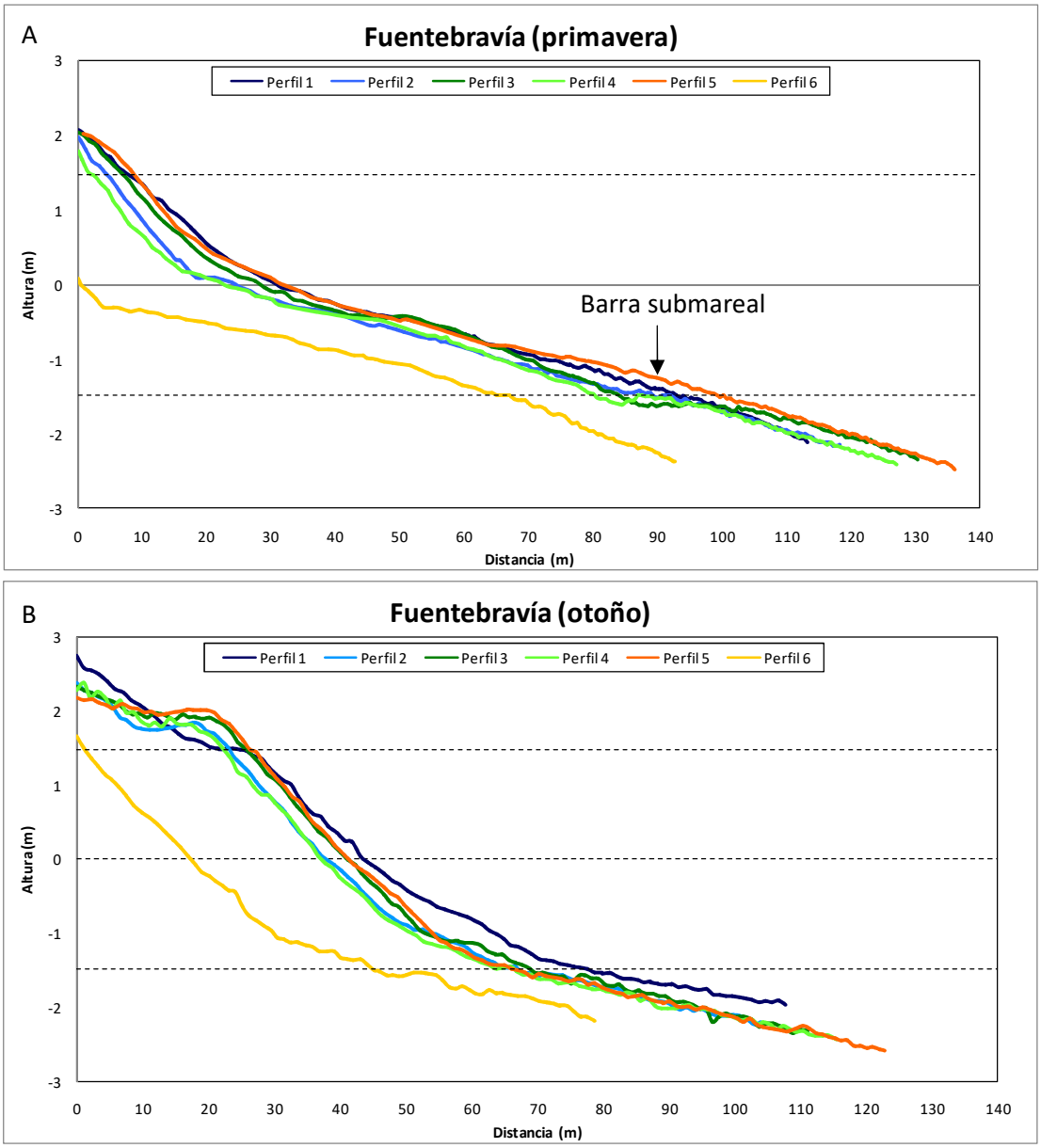


Figura 4.2.2. Representación de los perfiles topográficos de la playa de Fuentebravía.

En la tabla 4.2.1. se han representado los valores medios de la pendiente intermareal de cada uno de los perfiles obtenidos tras las dos campañas de perfilamiento topográfico. Se observa cómo la pendiente de los perfiles, en ambas campañas, aumenta levemente desde la zona de sombra (perfil 1) hacia la zona distal (perfil 6) de la bahía. El promedio de las pendientes medias de la zona intermareal en la campaña de primavera es de 0,036, en cambio en la campaña de otoño es de 0,068, casi el doble al de la campaña de primavera.

PERFILES	PENDIENTE MEDIA (tg β)	
	PRIMAVERA	OTOÑO
Perfil 1	0,029	0,055
Perfil 2	0,030	0,068
Perfil 3	0,038	0,070
Perfil 4	0,041	0,070
Perfil 5	0,038	0,075
Perfil 6	0,040	0,071

Tabla 4.2.1. Pendientes medias de la zona intermareal de la playa de Fuentebravía.

4.2.1.2. Análisis de las características del sedimento

Como se explicó en el apartado de metodología, se tomaron tres muestras por perfil en cada playa; una en la playa seca (PS), otra en el intermareal alto (IA) y la última en el intermareal bajo (IB).

En la tabla 4.2.2 se muestran los valores de las características del sedimento de las muestras tomadas durante el muestreo de primavera. En este caso no se pudo tomar muestra de sedimento en la zona de playa seca del perfil 6 porque no había playa seca. El tamaño de grano medio para esta campaña es de 0,25 mm, en el límite entre arena media y fina según la clasificación de Wentworth (1922). En la figura 4.2.3. A se observa que el tamaño de grano, en general, aumenta hacia la zona intermareal. En cuanto al grado de clasificación del sedimento, las muestras de la playa seca están bien clasificadas pero se aprecia que la clasificación empeora hacia mar (Figura 4.2.3. B), presentando valores entre moderadamente bien y moderadamente clasificados para los sedimentos de la zona intermareal según la clasificación de Folk y Ward (1957). Por otra parte, el contenido de carbonatos medio de la playa para esta campaña es de 8,89 %, presentando un ligero aumento en la zona central.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,16	0,25	0,24	0,24	0,21	
	SD	1,39	1,33	1,31	1,36	1,34	
	% Carbonatos	7,30	8,30	8,06	7,74	8,16	
IA	Media mm	0,24	0,27	0,25	0,26	0,29	0,25
	SD	1,42	1,44	1,42	1,57	1,78	1,42
	% Carbonatos	9,73	9,39	8,35	10,22	9,68	8,74
IB	Media mm	0,25	0,29	0,33	0,27	0,21	0,21
	SD	1,45	1,55	1,66	1,61	1,48	1,46
	% Carbonatos	8,51	9,17	11,13	9,76	8,15	8,73

Tabla 4.2.2. Valores de las características del sedimento de las muestras de la playa de Fuentebravía en la campaña de primavera.

En cuanto a la distribución longitudinal del sedimento en la playa se observa que los mayores tamaños de grano, tanto en la playa seca como en el intermareal bajo, se encuentran hacia el final de la zona de sombra y la zona central, en cambio el intermareal

alto no muestra ningún patrón claro (Figura 4.2.3. A). Los valores de clasificación no muestran ninguna tendencia específica. La clasificación de las muestras de la playa seca se mantiene relativamente constante en todos los perfiles, mientras que las muestras del intermareal alto presentan peor clasificación en los perfiles 4 y 5, y en las muestras del intermareal bajo, la clasificación es peor en la zona central.

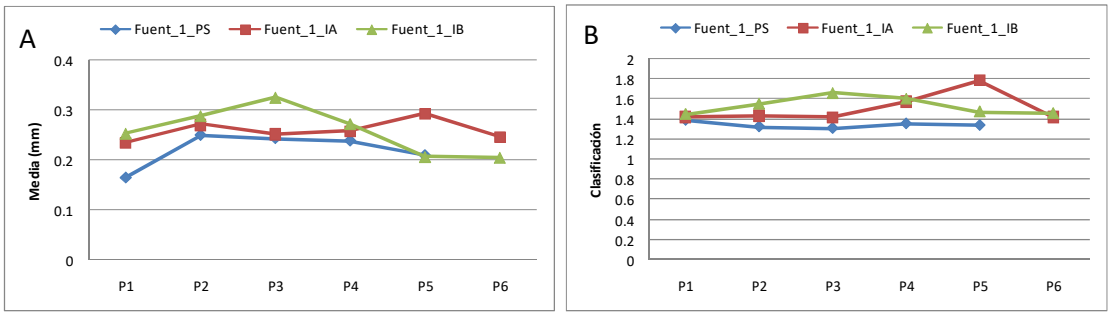


Figura 4.2.3. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles (P) y zonas de la playa (PS: playa seca; IA: Intermareal alto; IB: Intermareal bajo). B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa.

Los valores del análisis sedimentario de las muestras de la campaña de otoño se muestran en la tabla 4.2.3. En este caso la media del tamaño de grano de las muestras es de 0,24 mm, que se corresponde con arena fina según la clasificación de Wentworth (1922). Al igual que en el muestreo de primavera, el tamaño de grano aumenta al acercarse a la zona intermareal, en este caso hacia el intermareal alto, a excepción de las muestras del perfil 6. En lo que respecta a la clasificación del sedimento, en este caso se observa que el sedimento está peor clasificado que en la campaña de primavera (Figura 4.2.4. B). Las muestras de la playa seca estarían moderadamente bien clasificadas, empeorando la clasificación al igual que en la campaña de primavera a medida que se acercan al intermareal bajo, donde alguna de las muestras estaría pobremente clasificada. En cuanto al contenido de carbonatos del sedimento, en esta campaña de otoño presenta un porcentaje algo mayor que en primavera, con una media de 9,61 %, aumentando en las zonas central y distal de la bahía.

Respecto a la distribución longitudinal del sedimento, en este caso se observa que las muestras del intermareal presentan mayores valores de tamaño de grano en la zona central de la playa, en cambio en la playa seca los mayores tamaños se encuentran en el perfil 6 (Figura 4.2.4. A). Los valores de clasificación del sedimento se mantienen relativamente constantes a lo largo de la bahía (Figura 4.2.4. B).

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,20	0,19	0,23	0,23	0,25	0,27
	SD	1,48	1,44	1,45	1,43	1,40	1,58
	% Carbonatos	7,61	6,01	8,37	7,98	8,48	8,79
IA	Media mm	0,24	0,28	0,28	0,27	0,25	0,28
	SD	1,47	1,60	1,64	1,58	1,43	1,84
	% Carbonatos	9,95	9,59	9,97	9,86	8,68	11,67
IB	Media mm	0,23	0,24	0,28	0,24	0,24	0,21
	SD	1,59	1,82	1,88	1,80	2,15	1,74
	% Carbonatos	8,14	9,27	10,60	9,74	18,09	10,28

Tabla 4.2.3. Valores de las características del sedimento de las muestras de la playa de Fuentebravía en la campaña de otoño.

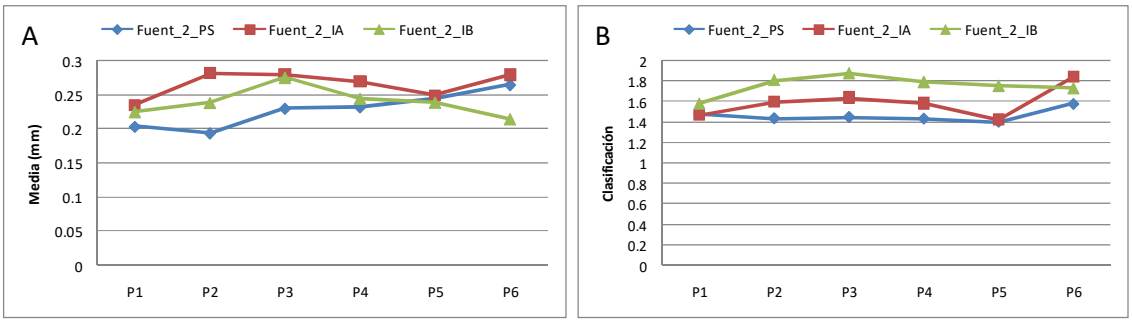


Figura 4.2.4. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles y zonas de la playa. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa.

4.2.1.3. Variación longitudinal de la pendiente y las características del sedimento

A continuación se presentan los ráster obtenidos a partir de la información de las campañas topográficas y sedimentológicas en la playa de Fuentebravía. Esta información de carácter visual, junto con la presentada en los apartados anteriores, facilitará la comprensión del comportamiento tanto de la pendiente como del tamaño de grano a lo largo de la playa.

En la figura 4.2.5. A se representa la topografía registrada durante la campaña de primavera. Se observan unos valores máximos de elevación de 2,07 metros y mínimos de -2,46 metros. Aunque en general se observa una distribución bastante homogénea de las alturas, los máximos valores se alcanzan en torno a los perfiles 4 y 5, coincidiendo con los máximos valores de pendiente de la zona intermareal. En cuanto a la distribución del tamaño de grano, se observa en la figura 4.2.5. B cómo los mayores valores (325 µm) se encuentran en la zona central (Perfiles 3 y 4), disminuyendo hacia los extremos.

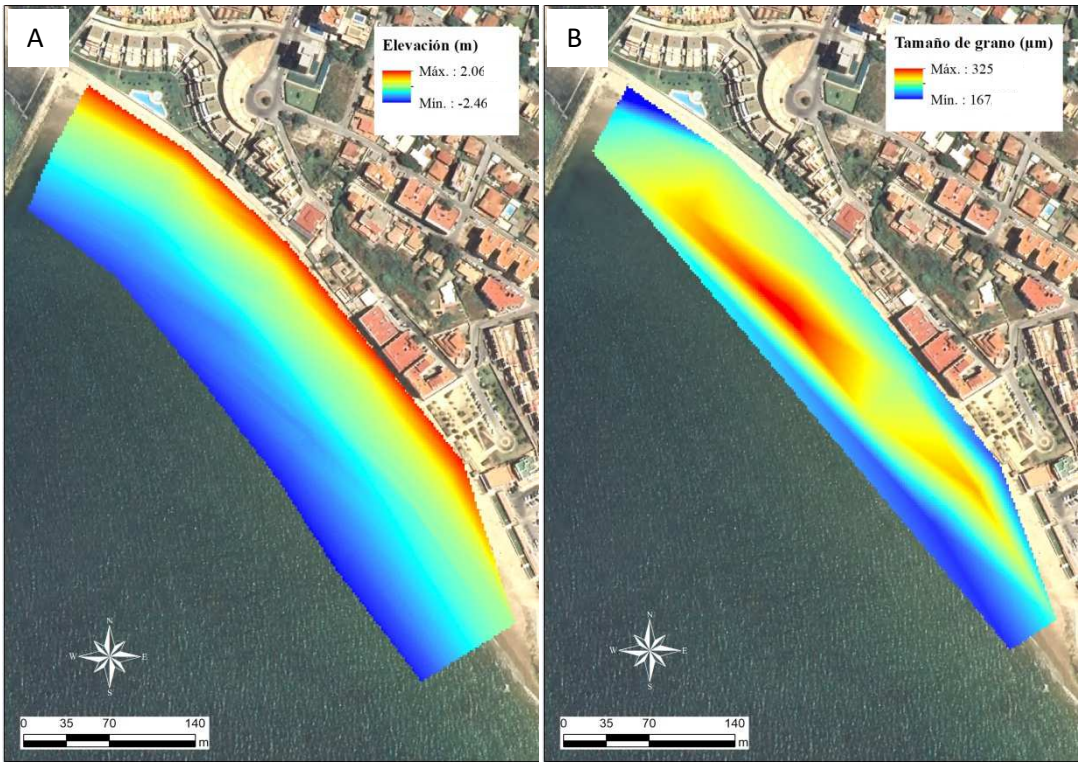


Figura 3.2.5. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de Fuentebravía durante la campaña de primavera. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

En la campaña de otoño los valores de elevación son algo mayores (Figura 4.2.6. A), con máximos de 2,67 metros y mínimos de -2,57 metros. En este caso no se aprecian cambios significativos en la variación longitudinal de la elevación, aunque en el apartado 4.2.1.1. se observó que las mayores pendientes intermareales se encontraban en la zona más distal. Respecto a la distribución del tamaño de grano, se observa en la figura 4.2.6. B cómo los mayores tamaños de grano se encuentran sobre todo en la zona central, aunque también aparece algún dato elevado en torno al perfil 6. Analizando los datos presentados en la tabla 4.2.3., se observa que el tamaño de grano se mantiene más o menos homogéneo a lo largo de toda la playa, con un leve aumento en la zona central.

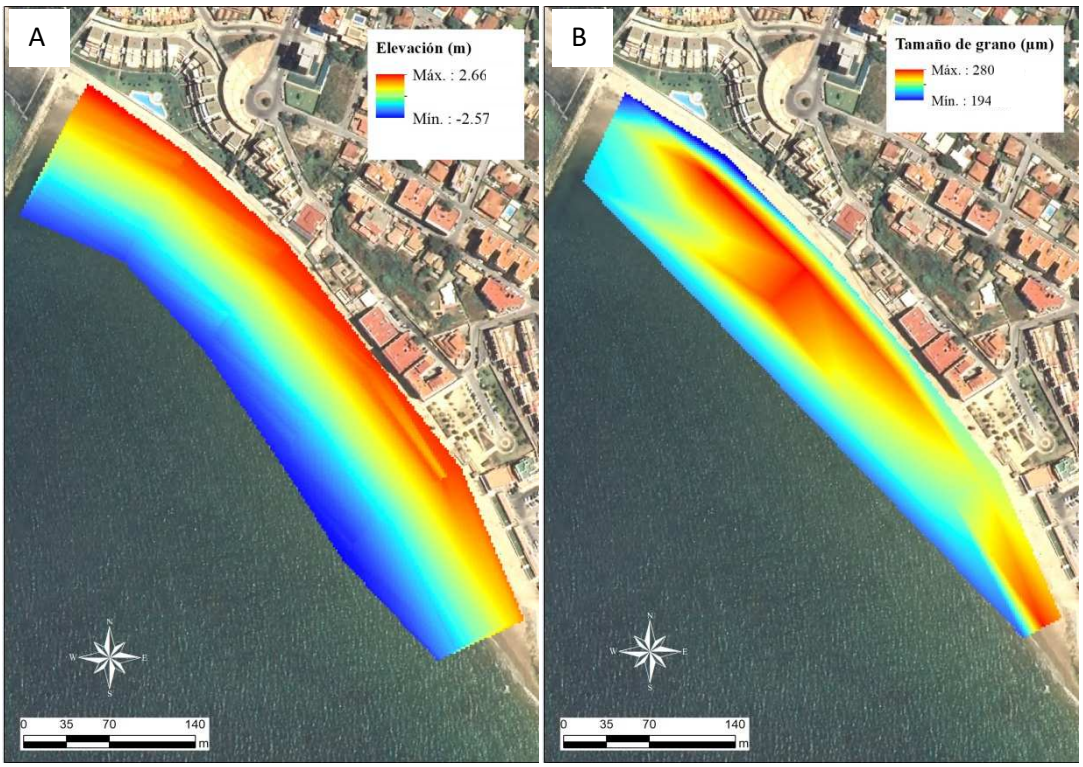


Figura 4.2.6. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de Fuentebravía durante la campaña de otoño. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

4.2.2. Santa Catalina

4.2.2.1. Estudio topográfico

A continuación se muestran los resultados obtenidos durante las campañas de perfilamiento topográfico en la playa de Santa Catalina. Al igual que en la playa de Fuentebravía, las campañas se realizaron los días 23 de marzo y 27 de septiembre. Las campañas de ambas playas se realizaron los mismos días ya que son dos playas contiguas y la playa de Fuentebravía tiene una longitud de tan solo 700 metros. En la figura 4.2.7. se muestra la planificación que se realizó de los perfiles.

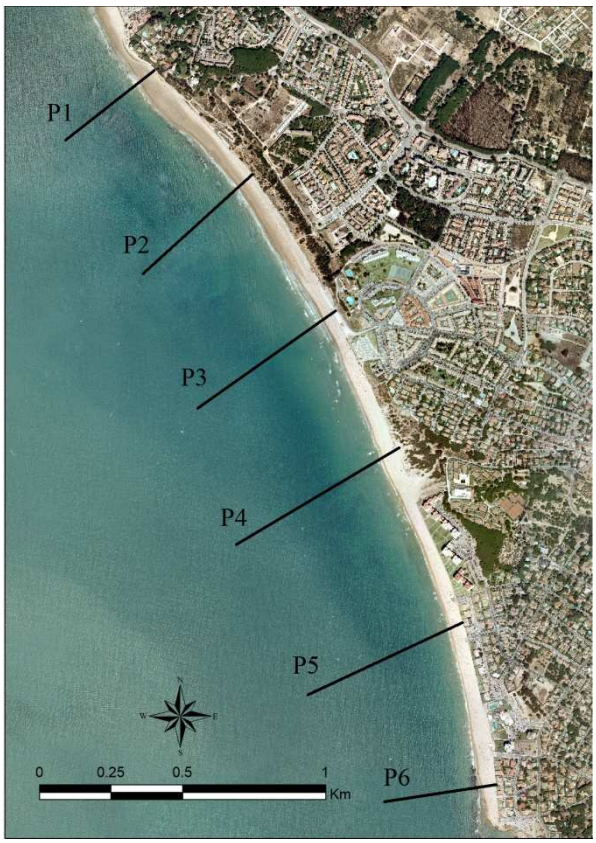


Figura 4.2.7. Distribución de los perfiles topográficos en la playa de Santa Catalina sobre la ortofoto de 2008.

Los perfiles obtenidos en la campaña de primavera están representados en la figura 4.2.8. A y al igual que los de la playa de Fuentebravía presentan una morfología de tipo intermedia. Se observa la presencia de una berma en todos los perfiles, excepto en el perfil 1, que se acentúa más en el sector distal y una barra submareal en los sectores intermedio y distal.

Respecto a la campaña realizada en otoño, se han representado los perfiles topográficos en la figura 4.2.8. B. En este caso, se observa la presencia de una berma a lo largo de toda la playa y un aumento de la pendiente media intermareal, característica del perfil típico de verano.

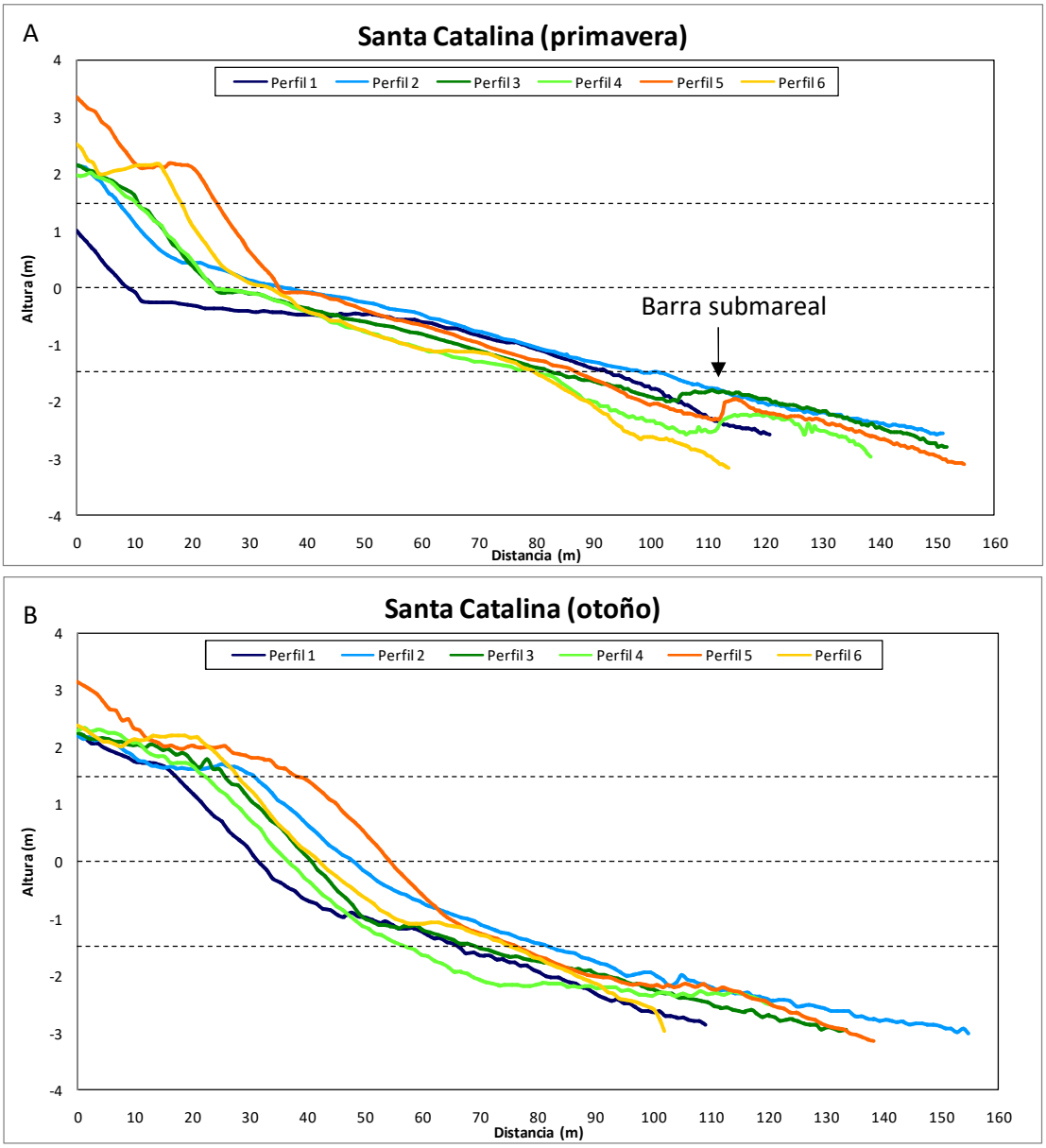


Figura 4.2.8. Representación de los perfiles topográficos de la playa de Santa Catalina.

En cuanto a la variación de la pendiente a lo largo de la playa en la campaña de primavera, se observa un aumento de la pendiente media intermareal hacia el sector distal (Tabla 4.2.4.). El promedio de las pendientes medias de la zona intermareal para esta campaña es de 0,043, presentando una morfología de tipo intermedio según la clasificación de Short (1979). Respecto a la campaña de otoño, al igual que en la campaña de primavera, la pendiente sufre un ligero ascenso desde la zona de sombra hacia la zona distal, a excepción del perfil 6 que presenta un leve descenso. En este caso, el promedio de las pendientes medias de la playa es de 0,070.

PERFILES	PENDIENTE MEDIA (tg β)	
	PRIMAVERA	OTOÑO
Perfil 1	0,031	0,061
Perfil 2	0,034	0,059
Perfil 3	0,046	0,071
Perfil 4	0,044	0,086
Perfil 5	0,053	0,080
Perfil 6	0,052	0,060

Tabla 4.2.4. Pendientes medias de la zona intermareal de la playa de Santa Catalina.

4.2.2.2. Análisis de las características del sedimento

En la campaña de primavera llevada a cabo en la playa de Santa Catalina el tamaño medio del sedimento fue de 0,32 mm, lo que se corresponde con un tamaño de arena media (Tabla 4.2.5). En este caso no se observa ninguna tendencia en la distribución del tamaño de grano a lo largo del perfil de la playa. En cuanto a la clasificación del sedimento, las muestras de la playa seca están bien clasificadas, las del intermareal alto moderadamente bien clasificadas y las del intermareal bajo moderadamente clasificadas. El porcentaje de carbonatos de las muestras presenta un valor medio del 14%, aumentando hacia la zona distal en la playa seca y presentando los máximos valores en la zona central del intermareal.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,25	0,26	0,26	0,41	0,34	0,38
	SD	1,35	1,36	1,34	1,37	1,42	1,38
	% Carbonatos	8,75	10,94	13,56	15,18	17,73	17,29
IA	Media mm	0,24	0,26	0,36	0,39	0,38	0,36
	SD	1,45	1,39	1,58	1,63	1,57	1,54
	% Carbonatos	9,88	14,03	18,37	12,76	12,12	13,46
IB	Media mm	0,25	0,31	0,30	0,32	0,31	0,31
	SD	1,60	1,58	1,45	1,48	1,56	1,88
	% Carbonatos	11,38	11,79	16,50	20,01	13,64	15,66

Tabla 4.2.5. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en primavera en la playa de Santa Catalina.

Respecto a la variación del tamaño de grano a lo largo de la playa, en la figura 4.2.9. A se observa cómo éste aumenta hacia el perfil 6 (zona distal de la bahía en Z) en los tres puntos de muestreo. La clasificación del sedimento se mantiene relativamente constante a lo largo de toda la playa.

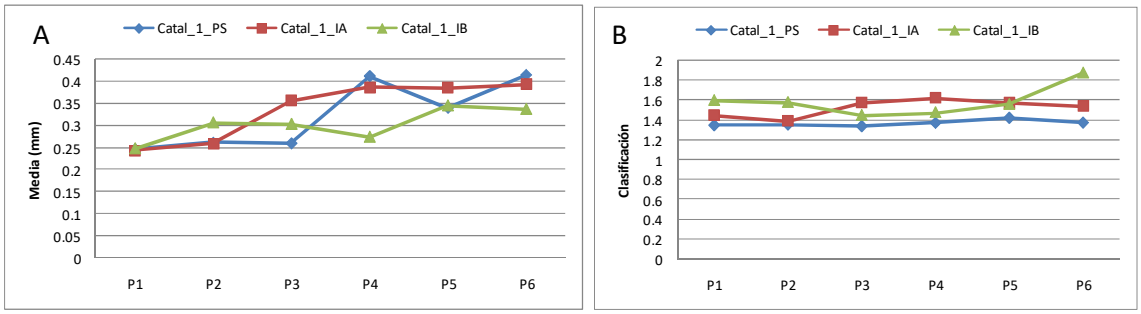


Figura 4.2.9. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles (P) y zonas de la playa (PS: playa seca; IA: Intermareal alto; IB: Intermareal bajo). B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa.

En lo que respecta a las muestras tomadas en la campaña de otoño (tabla 4.2.6.), el tamaño del sedimento es de arena media, con un valor medio de 0,30 mm. Al igual que en el muestreo de primavera, no se observa ninguna tendencia clara en cuanto a la distribución del tamaño de grano de los sedimento en el perfil de la playa. En este caso la clasificación es algo peor que para las muestras de la campaña de primavera. Los valores de clasificación de la playa seca están en el límite entre bien y moderadamente bien clasificada, alcanzando valores de pobremente clasificada en la zona intermareal alta. En cuanto al contenido de carbonatos, presenta la misma tendencia que en el muestreo de primavera, con un valor medio del 13% y destaca el perfil 1 con un contenido menor al resto.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,25	0,25	0,32	0,37	0,36	0,37
	SD	1,40	1,39	1,39	1,47	1,32	1,88
	% Carbonatos	8,80	11,95	11,47	16,24	13,50	16,08
IA	Media mm	0,22	0,31	0,55	0,22	0,29	0,18
	SD	1,45	1,59	1,82	1,47	1,50	1,33
	% Carbonatos	10,60	11,29	14,52	17,30	12,62	14,47
IB	Media mm	0,28	0,24	0,34	0,32	0,29	0,21
	SD	2,10	1,52	1,89	1,98	1,71	1,50
	% Carbonatos	10,28	13,92	13,84	12,72	14,35	13,34

Tabla 4.2.6. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de otoño.

Respecto a la variación longitudinal del tamaño de grano, se observa que en la zona intermareal los mayores tamaños de grano se encuentran en la zona central de la playa, en cambio en la playa seca los mayores tamaños de grano están en el sector distal (Perfil 6) (Figura 4.2.10. A). En cuanto a la variación longitudinal de la clasificación del sedimento, se observa en la figura 4.2.10. B que en la zona intermareal la clasificación es peor en la zona central que en los extremos de la playa, en cambio en la playa seca la clasificación se

mantiene relativamente constante en la zona de sombra y central de la bahía, empeorando hacia el sector distal.

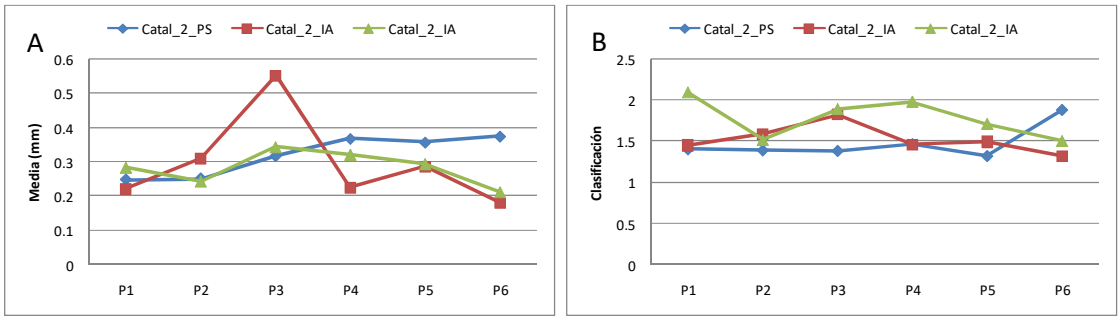


Figura 4.2.10. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles y zonas de la playa. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa.

4.2.2.3. Variación longitudinal de la pendiente y las características del sedimento

En la figura 4.2.11. A se representan los valores de elevación obtenidos durante la campaña topográfica de primavera en la playa de Santa Catalina. Se observa cómo los valores oscilan entre 3,31 metros y -3,14 metros, alcanzándose el máximo de elevación en la zona distal. En este caso las mayores elevaciones del terreno coinciden con las mayores pendientes intermareales, como se observó en la tabla 4.2.4. En cuanto a la distribución del tamaño de grano representada en la figura 4.2.11. B, se aprecia cómo los máximos valores de tamaño de grano se encuentran en la zona central de la playa. Los valores oscilan entre 414 y 244 micras, alcanzándose los mayores valores en torno al perfil 4 (Tabla 4.2.5.)

En la figura 4.2.12. A se observa que los valores de elevación de la campaña de otoño oscilan entre 3,10 y -3,00 metros. Al igual que en la campaña de primavera se aprecia cómo los mayores valores se encuentran en la zona distal, coincidiendo con las mayores pendientes intermareales (ver tabla 4.2.4.). Respecto a la distribución del tamaño de grano durante la campaña de otoño, se observa en la figura 4.2.12. B que los valores más elevados se encuentran en la zona central de la playa, alcanzando máximos de 548 micras y disminuyendo hacia la zona de sombra y distal de la bahía.

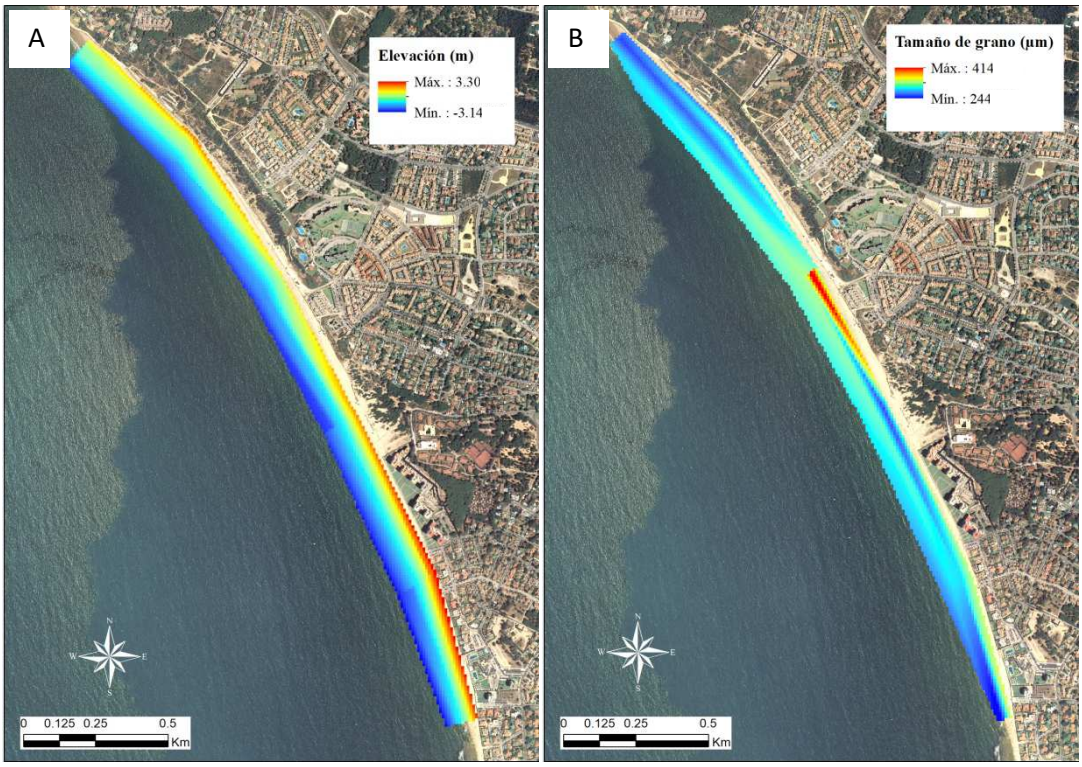


Figura 4.2.11. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de Santa Catalina durante la campaña de primavera. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

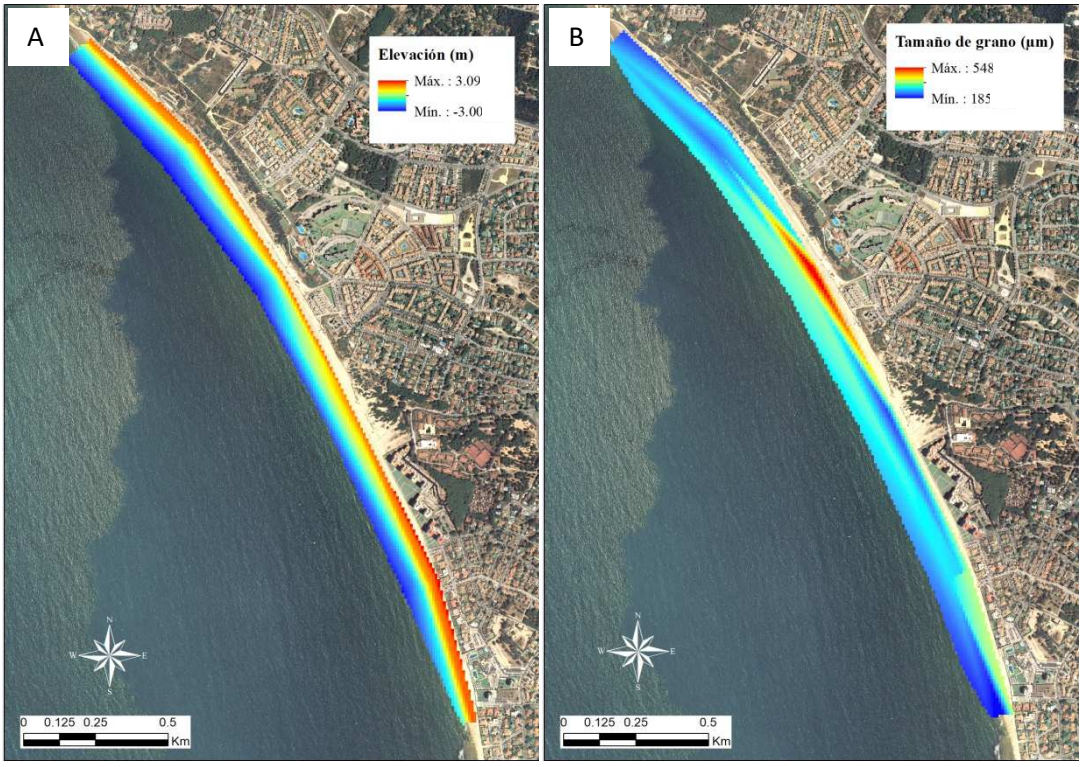


Figura 4.2.12. Imagen ráster de la topografía de la playa de Santa Catalina durante la campaña de otoño. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

4.2.3. Valdelagrana

4.2.3.1. Estudio topográfico

Las campañas de perfilamiento topográfico en la playa de Valdelagrana se realizaron los días 25 de marzo y 13 de octubre. En este caso se establecieron siete perfiles topográficos a lo largo de la playa debido a su gran extensión. Se tomaron dos perfiles en la zona de sombra, dos en la zona intermedia y tres en la zona distal, realizándose el perfil 7 en el extremo sur de la playa (Punta de los Saboneses), donde existe un gran bajo arenoso (Figura 4.2.13.).

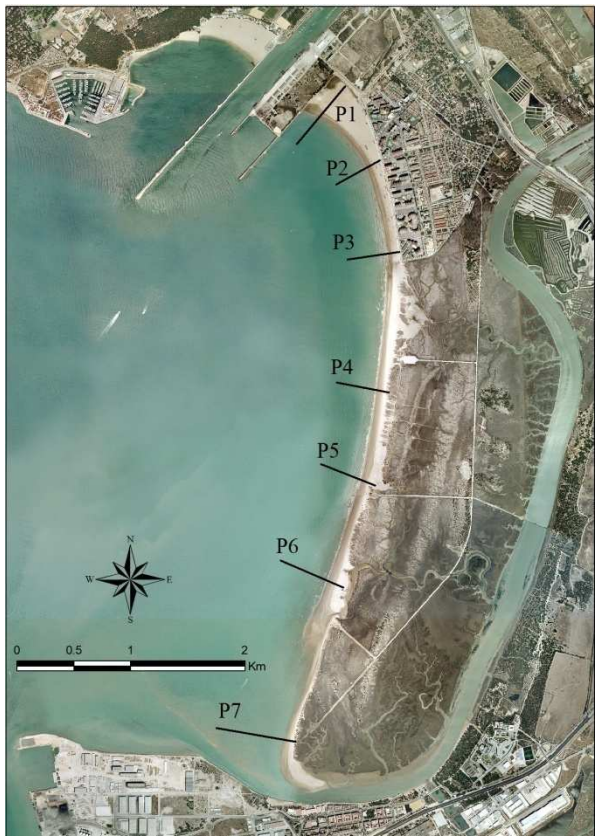


Figura 4.2.13. Distribución de los perfiles topográficos en la playa de Valdelagrana sobre la ortofoto de 2008.

Los resultados de la campaña de perfilamiento topográfico realizada en primavera se muestran en la figura 4.2.14. A. Destaca la longitud del perfil 7, establecido sobre el mencionado bajo arenoso, dando la sensación de mayor pendiente del resto de perfiles. En la tabla 4.2.7. se puede ver que todos los perfiles tienen una morfología de tipo disipativa, con una pendiente muy baja, inferior a 0,030 (Short, 1979). Se aprecia cómo la pendiente media, a excepción del perfil 1, va disminuyendo hacia el perfil 7. A medida que se pasa de la zona de sombra a la zona más distal de la bahía en Z, la pendiente media va disminuyendo levemente. Se observa también la presencia de berma en las zonas de

sombra y central. El promedio de los valores de las pendientes medias intermareales es de 0,019, clasificándose por tanto como una playa con morfología disipativa.

Respecto a los resultados obtenidos durante la campaña de otoño (Figura 4.2.14. B) se observa una tendencia similar. Al igual que en la medidas tomadas en primavera destaca la gran longitud del perfil 7, así como una leve disminución de la pendiente media a medida que aumenta la distancia a la zona de sombra (Tabla 4.2.7). Se aprecia también la presencia de berma en las zona se sombra y central, al igual que en la campaña de primavera. A pesar de que todos los perfiles siguen presentando una morfología típicamente disipativa, se advierte un leve aumento en la pendiente media intermareal de todos los perfiles, característica típica de los perfiles tras la época estival. En este caso el promedio de las pendientes medias intermareales es de 0,021.

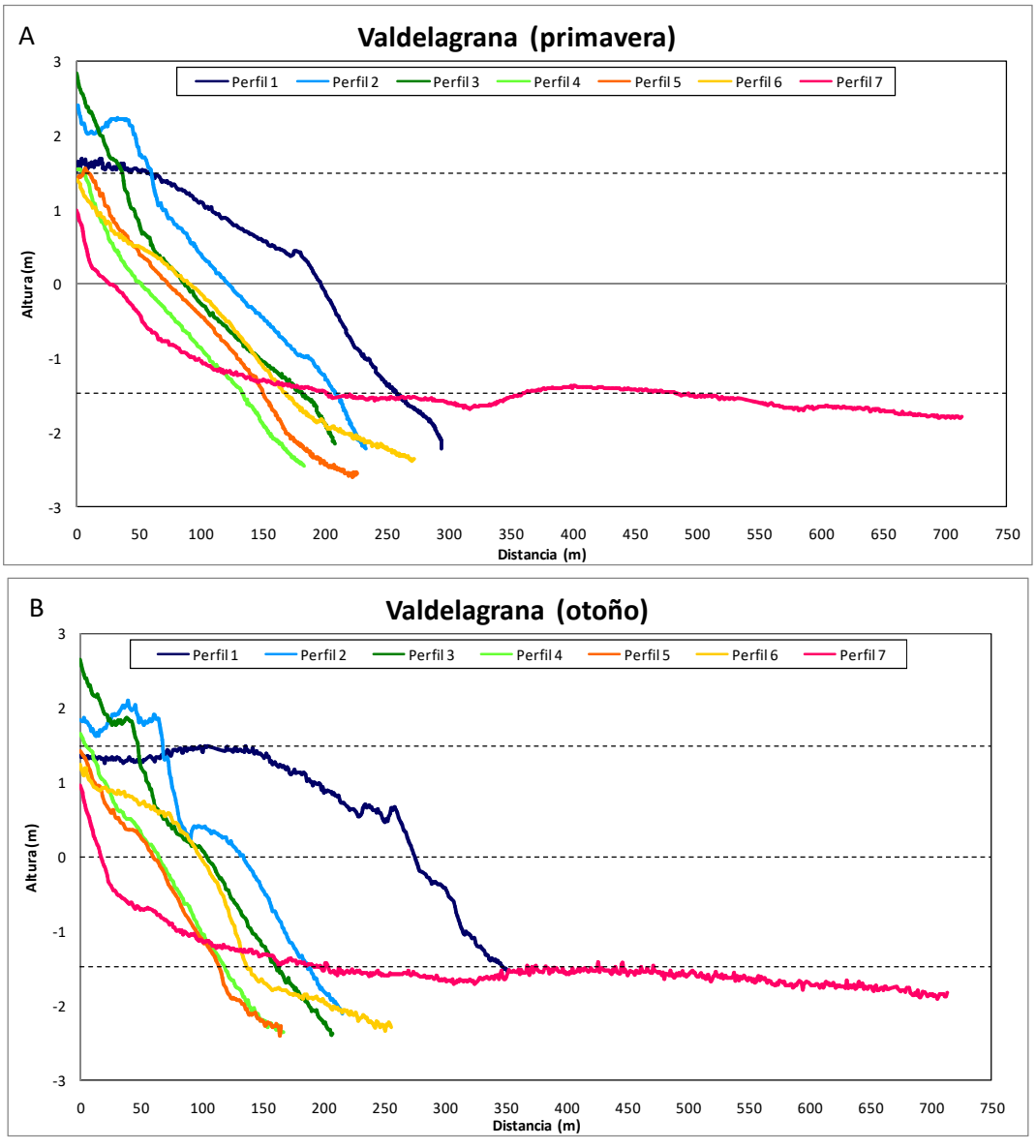


Figura 4.2.14. Representación de los perfiles topográficos de la playa de Valdelagrana.

PERFILES	PENDIENTE MEDIA (tg β)	
	PRIMAVERA	OTOÑO
Perfil 1	0,016	0,010
Perfil 2	0,024	0,027
Perfil 3	0,023	0,027
Perfil 4	0,022	0,026
Perfil 5	0,020	0,025
Perfil 6	0,017	0,021
Perfil 7	0,008	0,009

Tabla 4.2.7. Pendientes medias de la zona intermareal de la playa de Valdelagrana.

4.2.3.2. Análisis de las características del sedimento

El resultado de los análisis granulométricos de la campaña de primavera para los siete perfiles de la playa de Valdelagrana se muestra en la tabla 4.2.8. El tamaño medio de las muestras en esta campaña fue de 0,16 mm, lo que se corresponde con tamaño de arena fina según la clasificación de Wentworth (1922). Respecto a la distribución del tamaño de grano a lo largo del perfil, no se encuentra ningún patrón definido, presentando las tres zonas un tamaño de grano muy similar. En cuanto a la clasificación del sedimento las muestras de la playa seca se encuentran bien clasificadas, las del intermareal alto moderadamente bien clasificadas y las del intermareal bajo entre moderadamente bien y bien clasificadas. En lo que se refiere a la cantidad de carbonatos, el valor medio de las muestras es del 12%, disminuyendo levemente en los perfiles centrales en los tres puntos de muestreo.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7
PS	Media mm	0,13	0,18	0,19	0,18	0,15	0,13	0,12
	SD	1,35	1,41	1,37	1,32	1,34	1,85	1,39
	% Carbonatos	12,36	12,34	11,08	9,65	10,92	13,03	12,81
IA	Media mm	0,14	0,19	0,21	0,18	0,14	0,14	0,16
	SD	1,41	1,55	1,49	1,41	1,36	1,49	1,43
	% Carbonatos	12,70	12,13	10,95	11,98	11,20	11,39	16,06
IB	Media mm	0,13	0,18	0,18	0,18	0,17	0,14	0,13
	SD	1,36	1,73	1,83	1,58	1,55	1,97	1,46
	% Carbonatos	12,95	12,82	12,28	11,95	11,25	13,89	12,46

Tabla 4.2.8. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de primavera en la playa de Valdelagrana.

Con relación a la distribución longitudinal del sedimento, se observa en la figura 4.2.15. A que los mayores tamaños de grano están en el sector central de la playa, disminuyendo el tamaño hacia los extremos en todas las zonas muestreadas. En cuanto a la

clasificación del sedimento, se mantiene relativamente estable a excepción del perfil 6, donde la clasificación es algo peor (Figura 4.2.15. B).

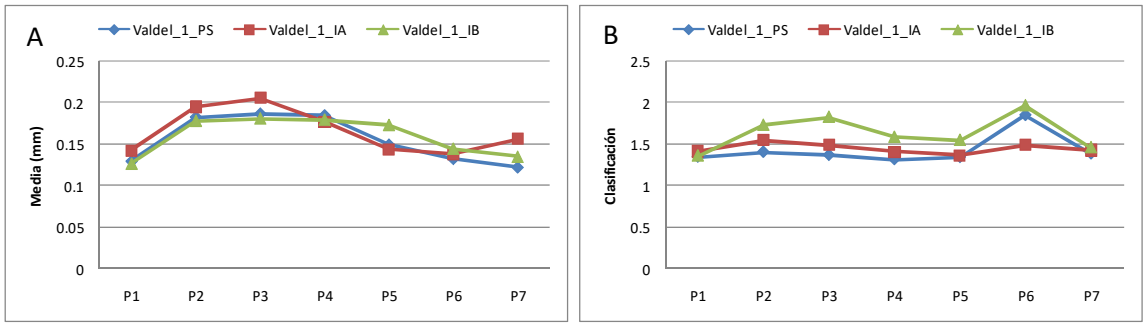


Figura 4.2.15. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles (P) y zonas de la playa (PS: playa seca; IA: Intermareal alto; IB: Intermareal bajo). B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa.

En cuanto a la campaña realizada en otoño (Tabla 4.2.9), el tamaño medio del sedimento sigue siendo de 0,16 mm, arena fina. En esta ocasión tampoco se observa una tendencia clara en cuanto a la distribución del tamaño de grano a lo largo del perfil de la playa; en los primeros perfiles el tamaño de grano es mayor en la playa seca y en el intermareal bajo, en cambio en los últimos perfiles la tendencia se invierte. La clasificación en este caso es algo peor que en primavera. La muestras de la playa seca están moderadamente bien clasificadas, las del intermareal alto moderadamente clasificadas y las del intermareal bajo moderadamente clasificada también, excepto la del perfil 4 que se encuentra pobremente clasificada. En este caso el contenido de carbonatos es del 13% y no presenta ninguna tendencia en cuanto a su distribución.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7
PS	Media mm	0,15	0,21	0,20	0,15	0,15	0,15	0,17
	SD	1,45	1,44	1,43	1,38	1,36	1,51	1,51
	% Carbonatos	13,63	13,02	11,89	12,88	11,00	12,90	12,55
IA	Media mm	0,14	0,14	0,14	0,19	0,18	0,19	0,14
	SD	1,33	1,56	1,53	2,04	1,82	1,90	1,41
	% Carbonatos	11,82	15,92	12,45	13,80	12,89	16,79	14,01
IB	Media mm	0,14	0,24	0,18	0,19	0,13	0,12	0,14
	SD	1,40	1,87	1,98	2,36	1,57	1,29	1,31
	% Carbonatos	12,80	13,52	13,61	16,36	13,46	13,70	14,99

Tabla 4.2.9. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de otoño en la playa de Valdelagrana.

Respecto a la variación longitudinal del tamaño de grano no se observa un patrón tan claro como en la campaña de primavera. En este caso las muestras de la playa seca y del intermareal bajo presentan valores mayores de tamaño de grano en la zona central más cercana al sector de sombra, en cambio las muestras del intermareal bajo presentan valores

mayores en la zona central más cercana al sector distal de la playa (Figura 4.2.16. A). La clasificación del sedimento presenta valores constantes para las muestras de la playa seca, pero las muestras de la zona intermareal presentan una peor clasificación en el sector central de la playa (Figura 4.2.16. B).

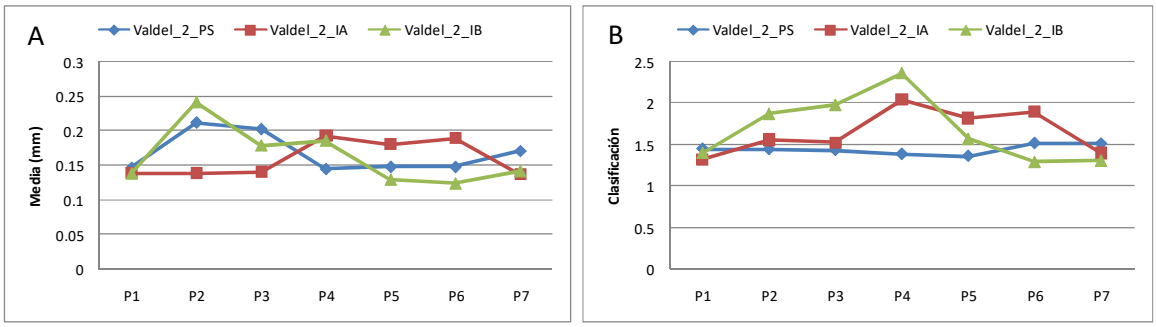


Figura 4.2.16. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño.

4.2.3.3. Variación longitudinal de la pendiente y las características del sedimento

En la figura 4.2.17. A se representan los datos de elevación obtenidos durante la campaña topográfica de primavera en la playa de Valdelagrana. En este caso se observa cómo las máximas elevaciones se encuentran en la zona de sombra, con un valor máximo de 2,76 metros y disminuyendo hacia la zona distal de la bahía, alcanzando valores mínimos de -2,53 metros. En este caso las máximas elevaciones coinciden con el sector donde se alcanzan las máximas pendientes intermareales medias (ver tabla 4.2.7), disminuyendo hacia la zona distal de la bahía en Z. Respecto a la distribución del tamaño de grano del sedimento representada en la figura 4.2.17. B, se observa cómo los máximos valores se encuentran en la parte intermedia de la bahía, en torno a los perfiles 2, 3 y 4, como se observó en la figura 4.2.17. A, alcanzándose el valor máximo de 204 µm en el perfil 3 y el mínimo de 124 µm en el perfil 7.

Los datos de elevación tomados durante la campaña de otoño se muestran en la figura 4.2.18. A. Al igual que en la campaña de primavera, las mayores elevaciones se observan al norte de la bahía, en la zona de sombra. En este caso también coinciden las mayores elevaciones con los máximos valores de pendiente intermareal media, disminuyendo ambos hacia la zona distal de la bahía en Z. Para esta campaña de otoño los valores de elevación se encuentran entre los 2,51 y -2,40 metros. Respecto a los datos de tamaño de grano medio del sedimento, se observa en la figura 4.2.18. B el mismo patrón que en la campaña de primavera. Los máximos valores se alcanzan en la zona central de la

playa (perfiles 3 y 4), con un tamaño de 204 µm y los mínimos en la zona más distal de la bahía (perfiles 6 y 7), con un tamaño de grano de 124 µm.

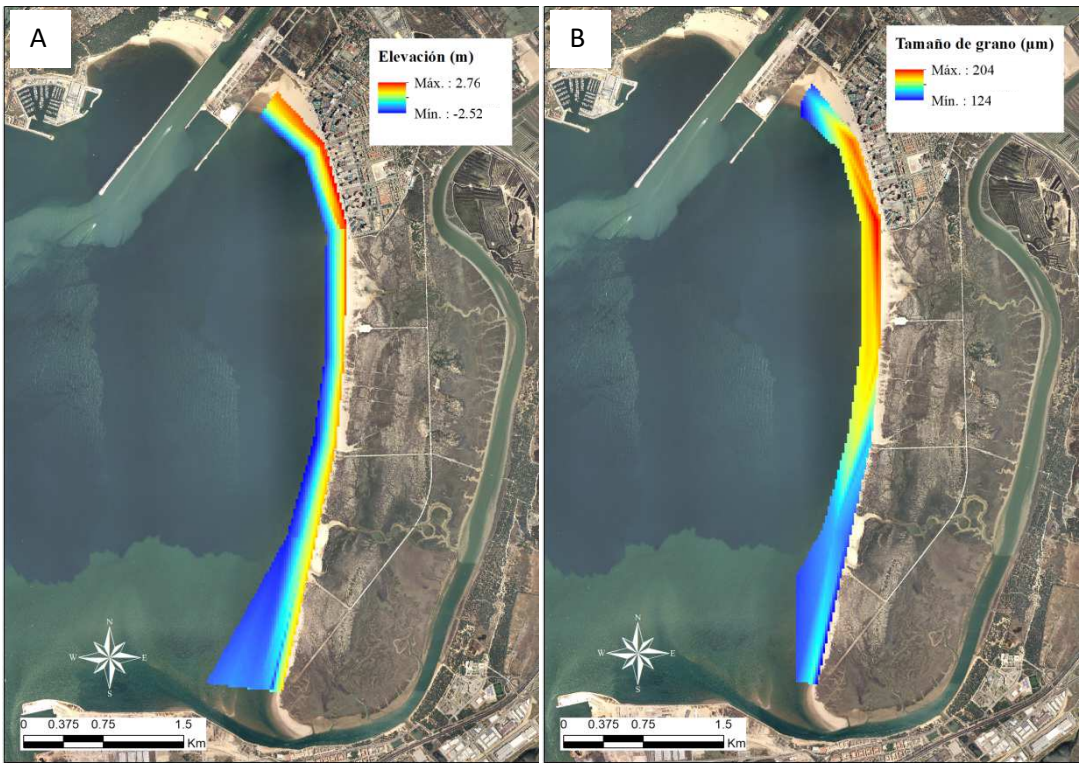


Figura 4.2.17. Imagen ráster de la topografía de la playa de Valdelagrana durante la campaña de primavera. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

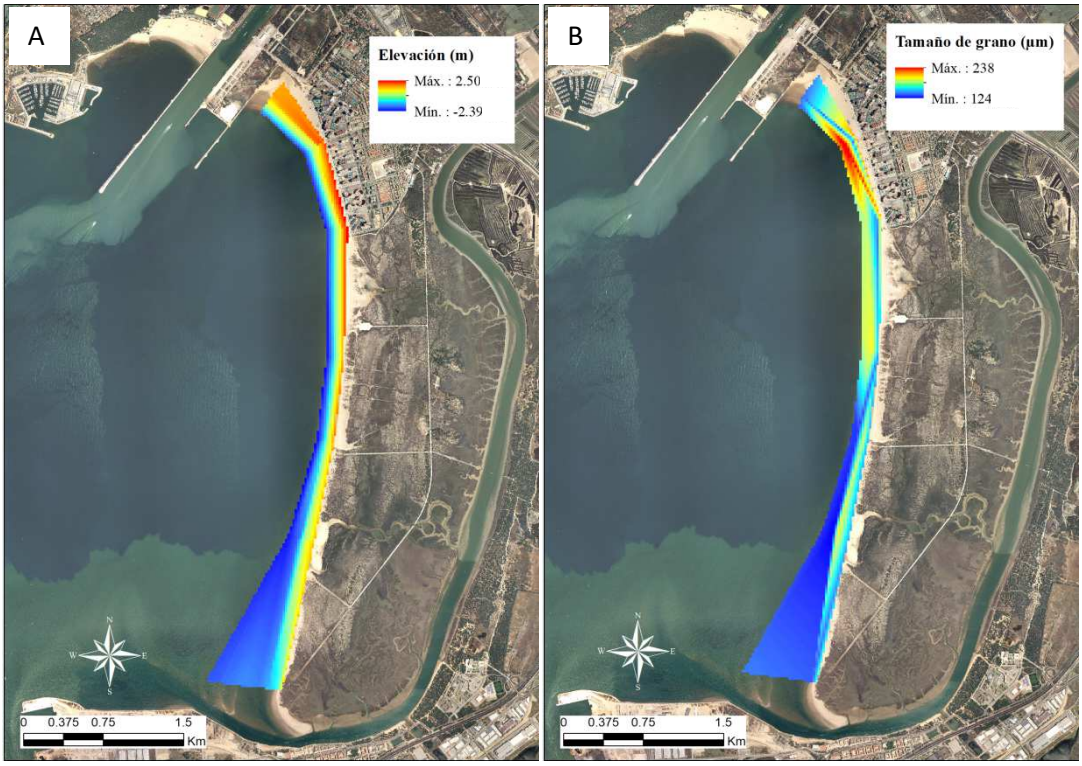


Figura 4.2.18. Imagen ráster de la topografía de la playa de Valdelagrana durante la campaña de otoño. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

4.2.4. Camposoto

4.2.4.1. Estudio topográfico

Las campañas de perfilamiento topográfico en la playa de Camposoto se realizaron los días 22 de marzo y 30 de septiembre. Se realizaron siete perfiles topográficos en cada campaña, que se distribuyeron de manera equidistante a lo largo de los casi 7 km de playa. En este caso se trata de una playa prácticamente rectilínea, manteniendo la forma de bahía en Z tan sólo al norte de la misma, por lo que se establecieron los perfiles de este modo para cubrir la totalidad de la playa (Figura 4.2.19.). Es necesario mencionar que el sector norte no se pudo monitorizar debido a que se trata de una zona militar con acceso prohibido.

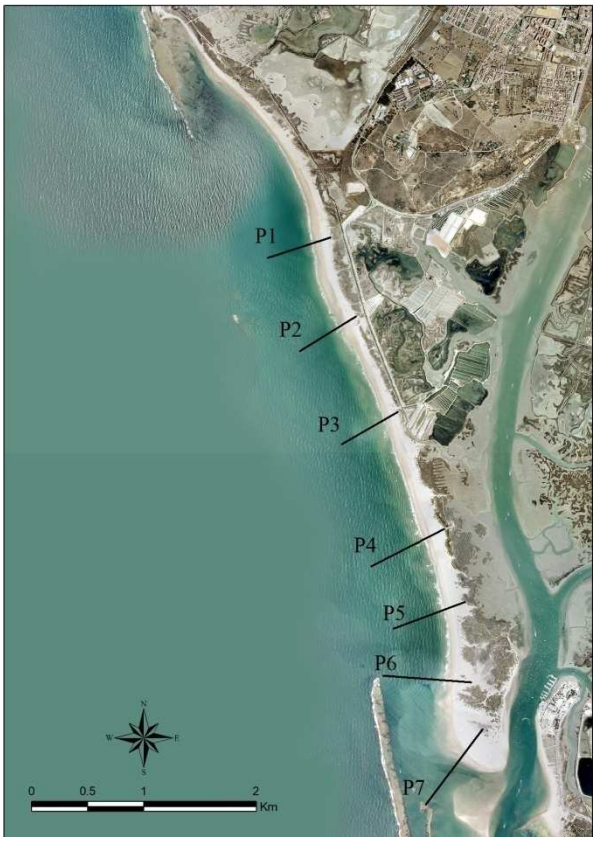


Figura 4.2.19. Distribución de los perfiles topográficos en la playa de Camposoto sobre la ortofoto de 2008.

En la figura 4.2.20. A. se representan los valores obtenidos durante las mediciones de primavera. En este caso destaca la longitud del perfil 7 en el extremo meridional de la playa, donde se observa la presencia de berma y una barra en la zona intermareal. Asimismo aparece una gran barra intermareal en el perfil 1 y una pequeña barra supramareal en el perfil 4. En cuanto al comportamiento de la pendiente media, no se observa una tendencia tan clara como en las playas anteriores. En este caso se aprecia una

leve disminución del valor de la pendiente hacia los perfiles centrales y un aumento de la misma hacia los extremos de la playa, a excepción del perfil 7 (Tabla 4.2.10.). En cuanto al valor promedio de pendientes medias intermareales es de 0,028, por lo que se trata de una playa de tipo disipativa según la clasificación llevada a cabo por Short (1979).

Respecto a la campaña de otoño (Figura 4.2.20. B.), se aprecia un aumento de la pendiente media en todos los perfiles, característica típica de los perfiles de verano. En cuanto a la variación de la pendiente a lo largo de la playa, al igual que en la campaña de primavera, se observa en la tabla 4.2.10. que los perfiles centrales son los que presentan un menor valor y aumenta ligeramente hacia los extremos de la playa. En esta ocasión el promedio de la pendiente media intermareal de todos los perfiles de playa es de 0,039.

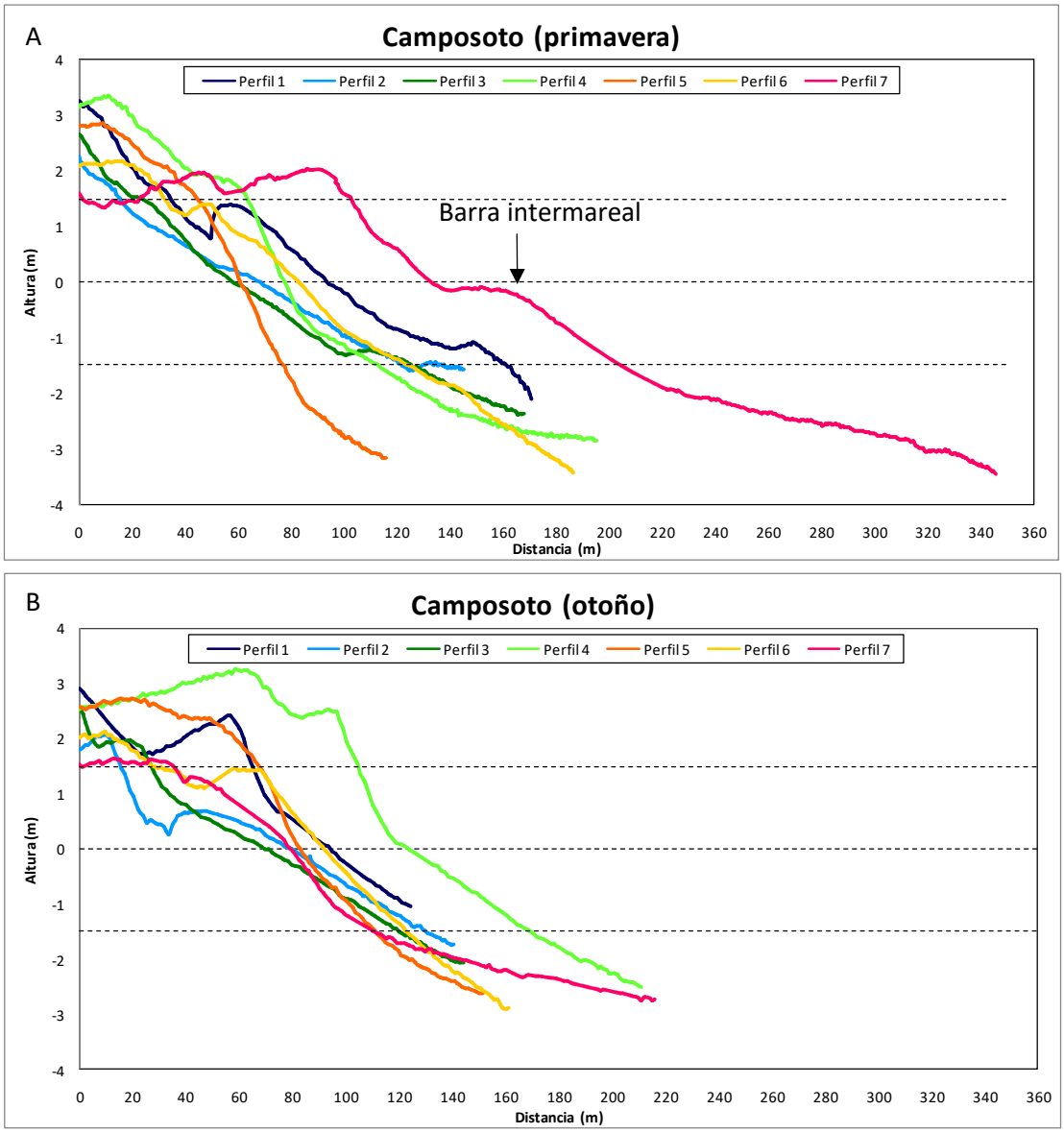


Figura 4.2.20. Representación de los perfiles topográficos de la playa de Camposoto.

PERFILES	PENDIENTE MEDIA (tg β)	
	PRIMAVERA	OTOÑO
Perfil 1	0,029	0,038
Perfil 2	0,025	0,021
Perfil 3	0,020	0,027
Perfil 4	0,030	0,054
Perfil 5	0,034	0,059
Perfil 6	0,032	0,040
Perfil 7	0,023	0,036

Tabla 4.2.10. Pendientes medias de la zona intermareal de la playa de Camposoto.

4.2.4.2. Análisis de las características del sedimento

En la playa de Camposoto, al igual que en la de Valdelagrana, también se tomaron muestras en siete perfiles. En la tabla 4.2.11. se muestran los resultados de las características del sedimento para la campaña realizada en primavera. El tamaño medio del sedimento es de tipo arena media, con un valor de 0,32 mm. En la figura 4.2.21. A no se observa ningún patrón en cuanto a la distribución del tamaño de grano del sedimento a lo largo del perfil de la playa. Respecto a la clasificación del sedimento, las muestras presentan bastante variabilidad entre los distintos perfiles, aunque el valor medio para las tres zonas sería de moderadamente clasificado según Folk y Ward (1957). En cuanto al contenido de carbonatos medio para esta campaña es del 13% y se aprecia un descenso hacia el sur de la playa.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7
PS	Media mm	0,33	0,18	0,28	0,45	0,41	0,27	0,25
	SD	2,28	1,46	1,65	1,78	1,72	1,49	1,42
	% Carbonatos	21,19	6,37	12,90	19,84	16,58	10,42	16,02
IA	Media mm	0,52	0,31	0,39	0,30	0,28	0,55	0,22
	SD	1,94	1,84	2,08	1,65	1,47	2,01	1,43
	% Carbonatos	20,92	22,21	19,36	10,69	10,59	20,79	6,54
IB	Media mm	0,34	0,39	0,23	0,25	0,31	0,31	0,17
	SD	2,23	1,95	1,43	1,79	1,68	1,86	1,70
	% Carbonatos	19,80	21,59	10,40	13,92	12,36	14,25	11,83

Tabla 4.2.11. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de primavera en la playa de Camposoto.

Respecto a la distribución longitudinal del tamaño de grano del sedimento, se observan distintas tendencias según el sector de la playa. En el pie de duna los mayores valores de tamaño de grano se encuentran en el sector central, en cambio en la zona intermareal los mayores valores se encuentran en los extremos de la playa (Figura 4.2.21. A). Con relación a la clasificación del sedimento, en la figura 4.2.21. B se observa cómo los valores se mantienen relativamente estables a lo largo de toda la playa.

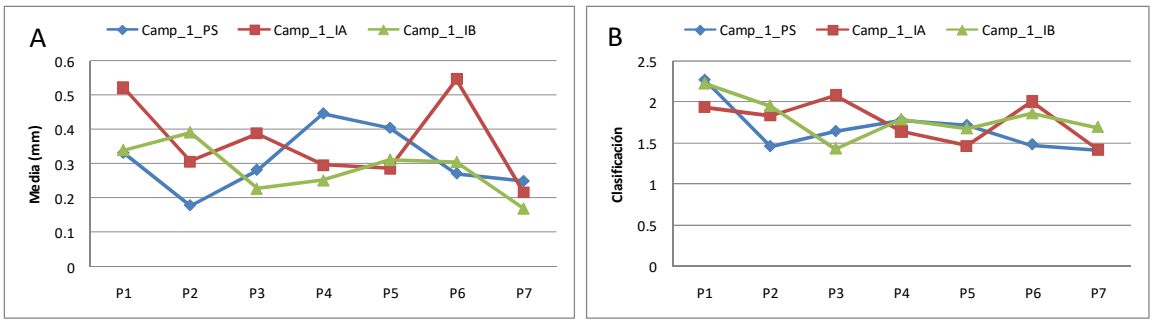


Figura 4.2.21. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles (P) y zonas de la playa (PS: playa seca; IA: Intermareal alto; IB: Intermareal bajo) en el muestreo de primavera. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de primavera.

En la tabla 4.2.12 se muestran los valores de las características del sedimento analizados en la campaña de otoño. El tamaño medio de las muestras es de 0,28 mm, lo que corresponde con arena media según la clasificación de Wentworth (1922). En este caso no se aprecia ninguna tendencia concreta en cuanto a la distribución de las muestras según el tamaño de grano, aunque sí se observa en la figura 4.2.22. A que los menores tamaños de grano se encuentran en el intermareal bajo. En lo referente a la clasificación del sedimento aparece variabilidad entre las distintas partes del perfil. Las muestras de la playa seca estarían moderadamente clasificadas, con un valor medio de 1,67, en cambio las muestras del intermareal alto estarían moderadamente bien clasificadas y por último las del intermareal bajo moderadamente clasificadas al igual que la playa seca. En cuanto al contenido de carbonatos de las muestras, se mantiene invariable con un 13%, disminuyendo de norte a sur de la playa, al igual que en la campaña de primavera.

En lo que respecta a la distribución longitudinal del sedimento en la playa, no se observa ningún patrón en la representación de los datos, tan sólo las muestras de la playa seca presentan valores mayores entorno al perfil 4 (Figura 4.2.22. A). En cuanto a la clasificación del sedimento, se observa en la figura 4.2.22. B que en la zona intermareal la clasificación es peor para las muestras cercanas a la zona de sombra de la bahía (perfiles 2 y 3).

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7
PS	Media mm	0,36	0,27	0,24	0,56	0,34	0,25	0,22
	SD	2,23	1,55	1,54	1,94	1,53	1,44	1,47
	% Carbonatos	24,10	12,51	9,18	18,95	11,67	8,33	11,41
IA	Media mm	0,30	0,35	0,25	0,31	0,30	0,29	0,23
	SD	1,60	1,90	1,36	1,41	1,54	1,57	1,31
	% Carbonatos	11,52	22,75	9,92	8,80	12,36	10,47	7,62
IB	Media mm	0,23	0,28	0,28	0,23	0,18	0,20	0,17
	SD	1,65	2,02	1,81	1,59	1,41	1,41	1,68
	% Carbonatos	14,20	18,49	14,61	10,70	10,85	11,34	11,68

Tabla 4.2.12. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de otoño en la playa de Camposoto.

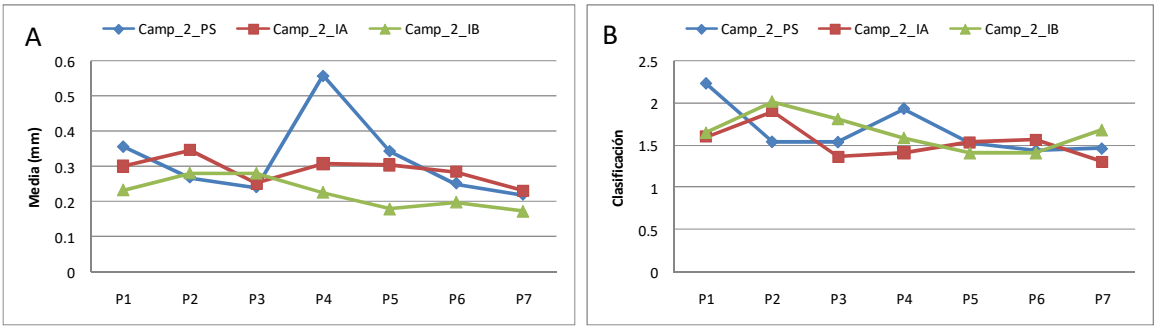


Figura 4.2.22. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño.

4.2.4.3. Variación longitudinal de la pendiente y las características del sedimento

En la figura 4.2.23. A se representan los datos de elevación obtenidos durante la campaña topográfica de primavera en la playa de Camposoto. Se observa que los mayores valores de elevación se encuentran en los alrededores del perfil 4, con un máximo de 3,21 metros. Por el contrario, los valores mínimos de elevación se registran en el intermareal bajo del perfil 7, en el extremo meridional de la Punta del Boquerón. En este caso, los datos de elevación muestran un patrón contrario a los datos de pendiente media. Como se observó en la tabla 4.2.10., los menores valores de pendiente media se encuentran en la zona central, aumentando la pendiente hacia los extremos de la playa, mientras que la elevación parece seguir una tendencia opuesta, registrándose los mayores valores en la zona central. Respecto a la distribución del tamaño de grano en esta campaña de primavera, se observa en la figura 4.2.23. B cómo los máximos valores se encuentran en los extremos de la playa, mostrando la parte central unos valores menores de tamaño de grano medio. En este caso el rango de tamaños de grano oscila entre 536 y 173 micras. Por tanto, se observa una relación directa entre la pendiente media de la zona intermareal y la distribución del tamaño de grano.

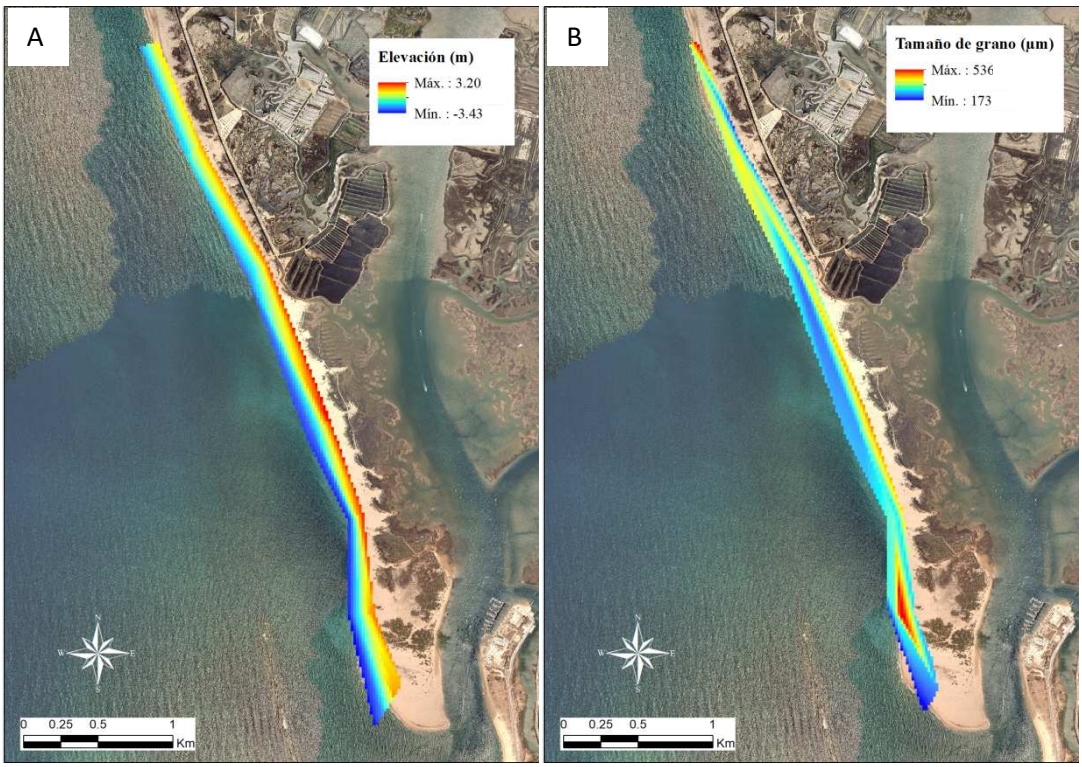


Figura 4.2.23. Imagen ráster de la topografía de la playa de Camposoto durante la campaña de primavera. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

Los datos topográficos y granulométricos registrados durante la campaña de otoño se muestran en la figura 4.2.24. En esta ocasión, se observa que las mayores elevaciones se encuentran en torno a los perfiles 4 y 5 y también, aunque con un valor más bajo, en el perfil 1 (Figura 4.2.24. A). En este caso los datos de elevación coinciden con los datos de pendiente media intermareal. Como se observó en la tabla 4.2.10., los máximos valores de pendiente se registraron en los extremos de la playa, disminuyendo hacia la zona central, mostrando un patrón similar al de la elevación, alcanzando ésta un valor máximo de 3,22 metros en el perfil 5 y un mínimo de -2,77 metros. En cuanto a la distribución del tamaño de grano medio, se observa en la figura 4.2.24. B que los máximos valores se alcanzan en la zona meridional de la playa, así como en la zona intermareal del perfil 1. También se observa un aumento del tamaño de grano en la playa seca en torno al perfil 4. En este caso, los valores de tamaño de grano oscilan entre 547 y 173 micras. Al igual que en la campaña de primavera, se observa una relación directa entre pendiente media intermareal y tamaño de grano.

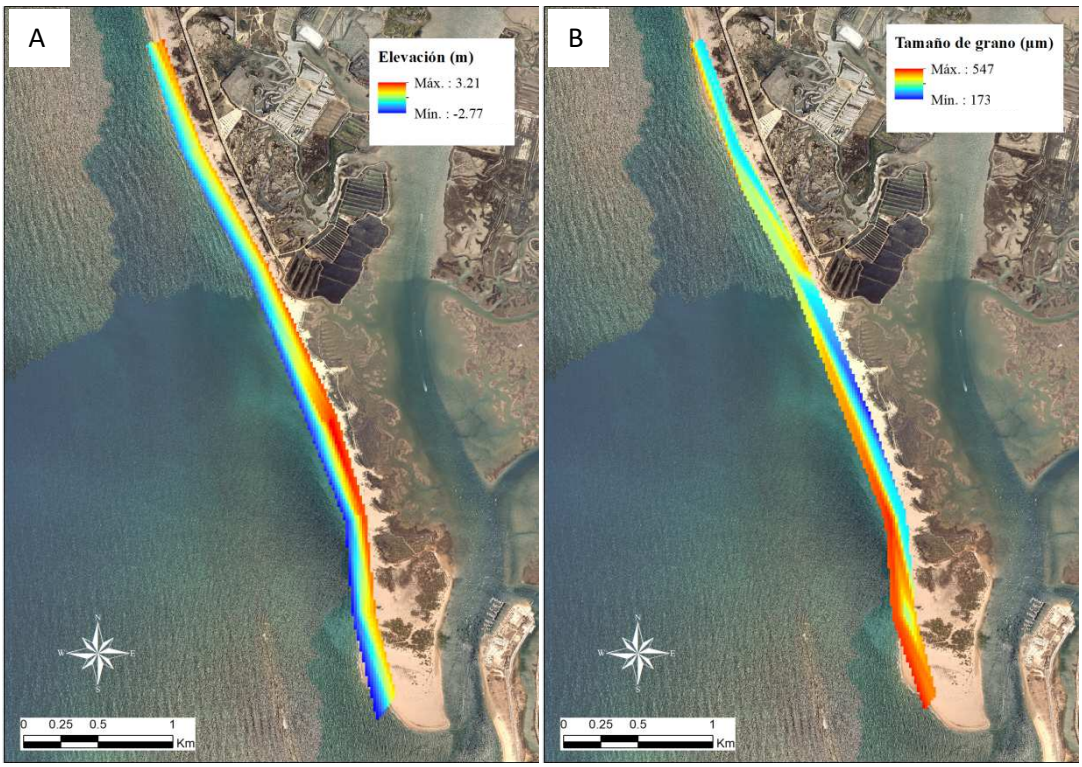


Figura 4.2.24. Imagen ráster de la topografía de la playa de Camposoto durante la campaña de otoño. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

4.2.5. La Barrosa

4.2.5.1. Estudio topográfico

Las campañas de perfilamiento topográfico en la playa de la Barrosa se realizaron los días 20 de marzo y 29 de septiembre. En esta playa se planificaron seis perfiles topográficos (Figura 4.2.25.), pero debido a problemas en la recepción de la señal del GPS no fue posible medir el perfil 5 al completo ni el perfil 6. Por lo tanto, en esta ocasión sólo se dispone de la información topográfica de los cuatro primeros perfiles para evaluar el comportamiento de la playa.

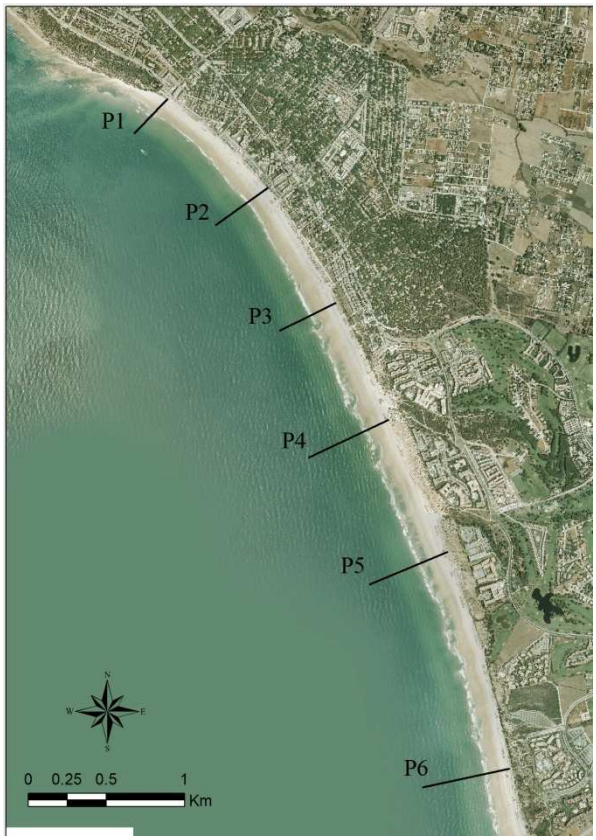


Figura 4.2.25. Distribución de los perfiles topográficos en la playa de La Barrosa sobre la ortofoto de 2008.

Todos los perfiles tomados durante la campaña de primavera presentan una pendiente muy similar (Figura 4.2.26. A.) con una morfología de tipo disipativa. Con los resultados obtenidos no es posible establecer una tendencia clara en cuanto a las variaciones longitudinales de la pendiente media. Se observa que el perfil 3 presenta una pendiente ligeramente superior al resto (Tabla 4.2.13.) y destaca la presencia de berma en la zona. El promedio de la pendiente media intermareal de los cuatro perfiles es de 0,026.

Durante la campaña de otoño se pudieron medir los seis perfiles que se habían establecido para esta playa. Los resultados se muestran en la figura 4.2.26. B, donde se observa que los seis perfiles muestran una pendiente intermareal muy similar, oscilando entre 0,030 y 0,045, por lo que se podrían clasificar como perfiles de carácter predominantemente disipativo. Destaca una disminución en la elevación de los perfiles hacia la zona distal de la bahía. En la tabla 4.2.13. se observa que la pendiente media de los perfiles va disminuyendo desde la zona de sombra (perfil 1) hacia la zona distal (perfil 5), a excepción del perfil 6 que muestra una pendiente algo superior a los demás. En este caso no se ha observado la presencia de barras intermareales en ninguna zona de la playa, aunque sí se aprecia la presencia de berma en la cabecera de los perfiles. La pendiente

media de la zona intermareal es mayor tras el periodo estival, con un valor promedio de 0,036.

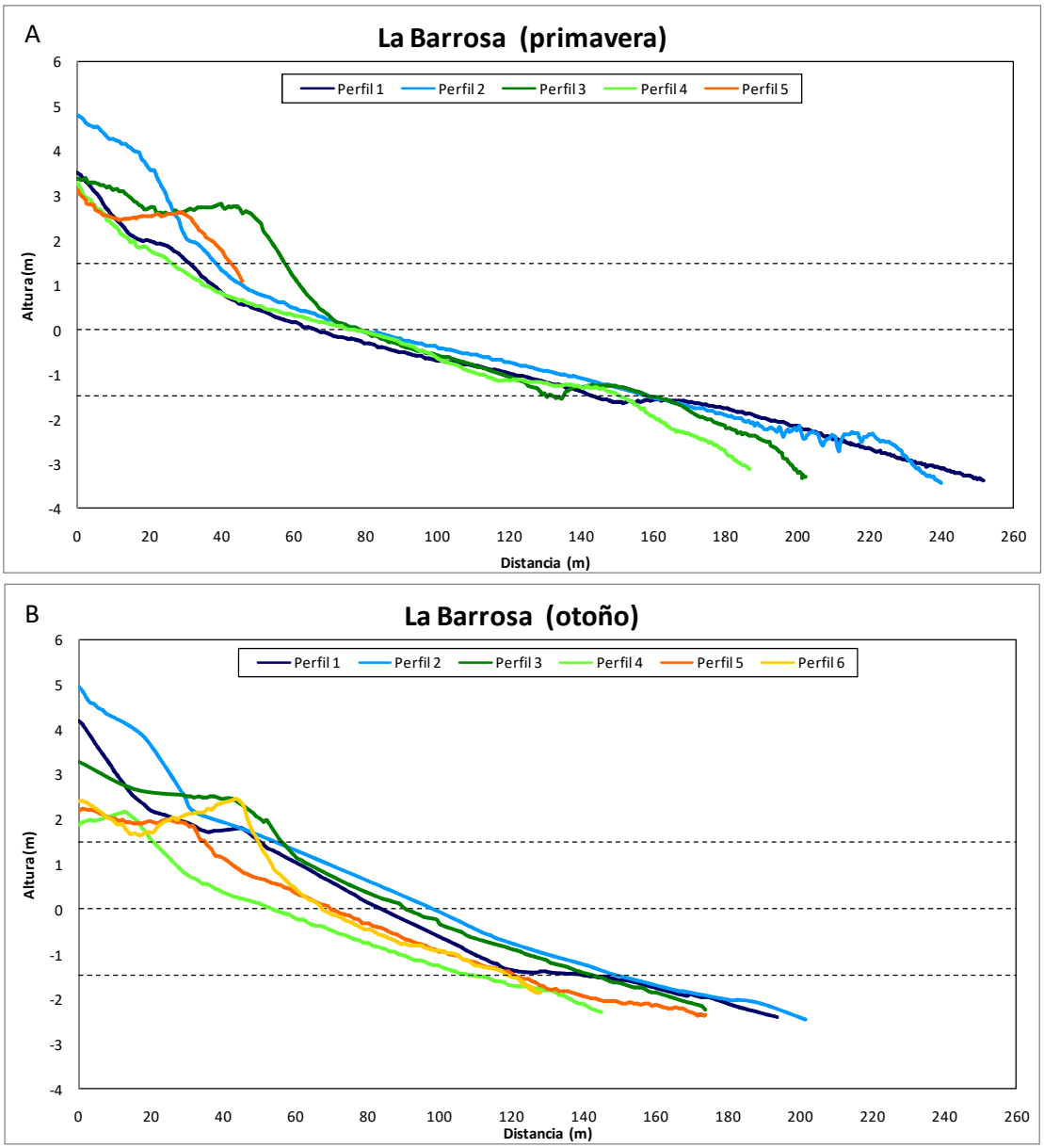


Figura 4.2.26. Representación de los perfiles topográficos de la playa de la Barrosa.

PERFILES	PENDIENTE MEDIA (tg β)	
	PRIMAVERA	OTOÑO
Perfil 1	0,028	0,039
Perfil 2	0,025	0,036
Perfil 3	0,029	0,034
Perfil 4	0,023	0,030
Perfil 5		0,032
Perfil 6		0,045

Tabla 4.2.13. Pendientes medias de la zona intermareal de la playa de la Barrosa.

4.2.5.2. Análisis de las características del sedimento

En la playa de la Barrosa se tomaron muestras en un total de seis perfiles. Los resultados del análisis granulométrico y calcimétrico de las muestras de la campaña de primavera se muestran en la tabla 4.2.14. El tamaño medio del sedimento para este muestreo es de 0,30 mm, clasificado como arena media según Wentworth (1922). En general se observa un pequeño aumento del tamaño de grano a medida que disminuye la distancia hacia el mar (Figura 4.2.27. A). En cuanto a la clasificación del sedimento, las muestras de la playa seca presentan valores de moderadamente bien clasificadas al igual que las del intermareal alto, en cambio, las muestras del intermareal bajo se encontrarían moderadamente clasificadas. El contenido de carbonatos de las muestras es del 12% y no se aprecia ninguna tendencia en su distribución.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,27	0,27	0,28	0,26	0,27	0,23
	SD	1,63	1,69	1,45	1,36	1,41	1,32
	% Carbonatos	9,68	11,38	12,29	10,47	8,92	9,26
IA	Media mm	0,37	0,23	0,32	0,20	0,30	0,45
	SD	1,81	1,34	1,59	1,31	1,51	1,59
	% Carbonatos	15,11	8,28	14,47	8,03	13,08	19,43
IB	Media mm	0,21	0,26	0,32	0,33	0,37	0,59
	SD	1,57	1,40	1,76	1,85	2,16	1,79
	% Carbonatos	13,85	10,45	14,03	17,23	16,58	22,38

Tabla 4.2.14. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de primavera en la playa de La Barrosa.

Con relación a la distribución longitudinal del sedimento en la playa, se observa que en la zona intermareal los mayores tamaños de grano se encuentran hacia el sector distal de la bahía (perfiles 5 y 6), en cambio el tamaño de grano de las muestras de la playa seca se mantiene relativamente estable en toda la playa (Figura 4.2.27. A). Respecto a la clasificación del sedimento, en la figura 4.2.27. B se observa cómo las muestras de la playa seca y del intermareal alto presentan unos valores relativamente estables a lo largo de toda la playa, mientras que las muestras del intermareal bajo muestran una peor clasificación hacia el sector distal de la bahía.

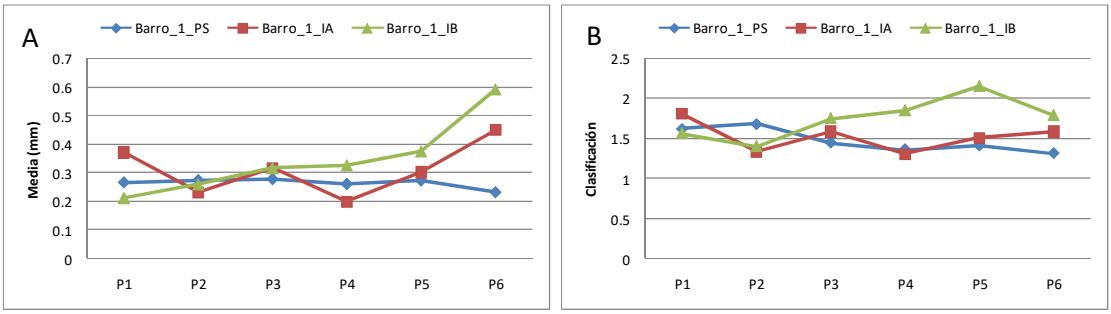


Figura 4.2.27. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles (P) y zonas de la playa (PS: playa seca; IA: Intermareal alto; IB: Intermareal bajo) en el muestreo de primavera. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de primavera.

Respecto a las muestras tomadas en la campaña de otoño (tabla 4.2.15.), el tamaño medio del sedimento es de 0,25 mm, un tamaño medio algo menor que para la campaña de primavera pero también en la categoría de arena media. Al contrario que en el muestreo de primavera, se observa una leve disminución del tamaño de grano a medida que disminuye la distancia al mar. En cuanto a la clasificación del sedimento, la playa seca y el intermareal alto tendrían sedimentos moderadamente bien clasificados, mientras que en la zona del intermareal bajo la clasificación sería un poco peor, con sedimentos moderadamente clasificados. Acerca del contenido de carbonatos, se mantiene constante con un valor del 12% y tampoco se observa ninguna tendencia en su distribución en la playa.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,23	0,20	0,43	0,30	0,34	0,25
	SD	1,45	1,47	2,14	1,45	1,55	1,41
	% Carbonatos	10,71	13,99	10,87	13,40	15,79	9,67
IA	Media mm	0,21	0,21	0,20	0,23	0,21	0,31
	SD	1,43	1,46	1,36	1,57	1,48	1,44
	% Carbonatos	9,69	10,73	8,23	14,22	11,56	12,50
IB	Media mm	0,21	0,26	0,19	0,20	0,21	0,22
	SD	1,62	1,90	1,57	1,64	1,78	1,53
	% Carbonatos	12,85	15,00	11,55	13,64	13,65	13,57

Tabla 4.2.15. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de otoño en la playa de La Barrosa.

En referencia a la distribución longitudinal del sedimento en la playa, se observa en la figura 4.2.28. A que las muestras de la zona intermareal presentan unos valores de tamaño de grano relativamente constantes a lo largo de toda la playa, en cambio las muestras de la playa seca presentan valores mayores de este parámetro en la zona central de la playa. En cuanto a los valores de clasificación del sedimento, en la zona intermareal se mantienen relativamente constantes a lo largo de la bahía, con empeoramiento de la

clasificación en el intermareal bajo, mientras que en la playa seca se observa un empeoramiento de la clasificación del sedimento en torno al perfil t3 (Figura 4.2.28. B).

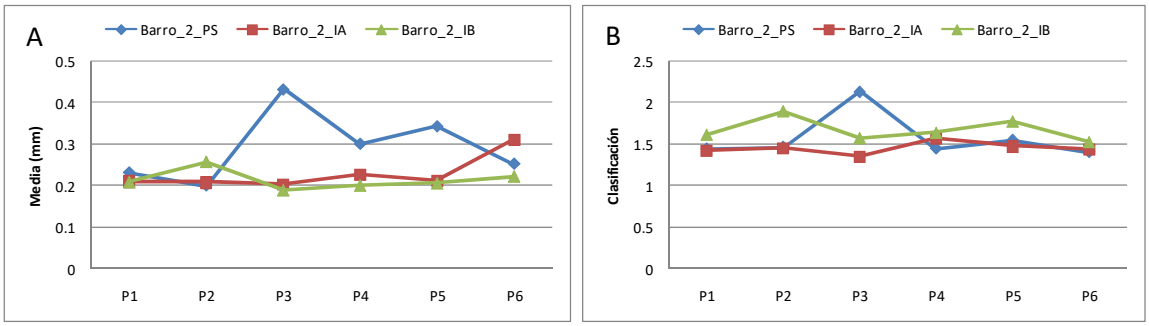


Figura 4.2.28. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño.

4.2.5.3. Variación longitudinal de la pendiente y las características del sedimento

En la figura 4.2.29 se representan los resultados obtenidos durante la campaña de primavera. Como se comentó anteriormente, durante la campaña surgieron problemas en la recepción de la señal del GPS y no se pudo medir el perfil 6 y parte del 5. En este caso, se observa cómo los valores de elevación son mayores en la zona de sombra y van disminuyendo hacia la zona distal (Figura 4.2.29. A), coincidiendo con los resultados que se obtuvieron del análisis de la pendiente media. En esta campaña, los valores de elevación se encuentran entre 4.74 y -3,42 metros. En cuanto a la distribución del tamaño de grano, se aprecia en la figura 4.2.29. B que los valores más elevados se encuentran en la zona intermareal del perfil 6, con un valor máximo de 587 µm.

En cuanto a la campaña de otoño, se observa en la figura 4.2.30. A que los resultados de topografía presentan la misma tendencia. Las mayores elevaciones se encuentran en la zona de sombra, con un máximo de 4,83 metros, disminuyendo hacia la parte meridional de la playa. Al igual que en la campaña de primavera, los valores de elevación presentan el mismo comportamiento que los de pendiente media intermareal, disminuyendo ésta hacia la zona distal (ver tabla 4.2.13.). En cuanto a la distribución del tamaño medio del grano, se observa en la figura 4.2.30. B cómo los mayores valores se encuentran en la zona central, con un máximo de 423 µm registrado en el perfil 3. Se observa que los valores de tamaño de grano medio van disminuyendo hacia los extremos de la playa, con un valor mínimo de 189 µm.

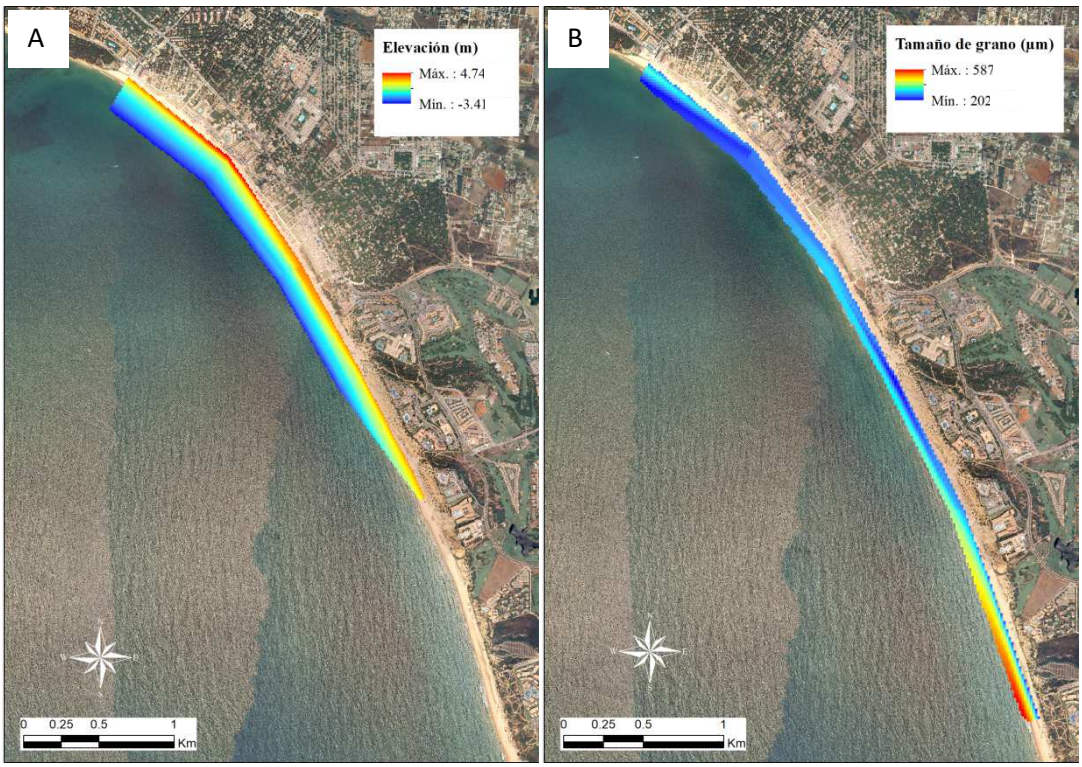


Figura 4.2.29. Imagen ráster de la topografía de la playa de La Barrosa durante la campaña de primavera. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

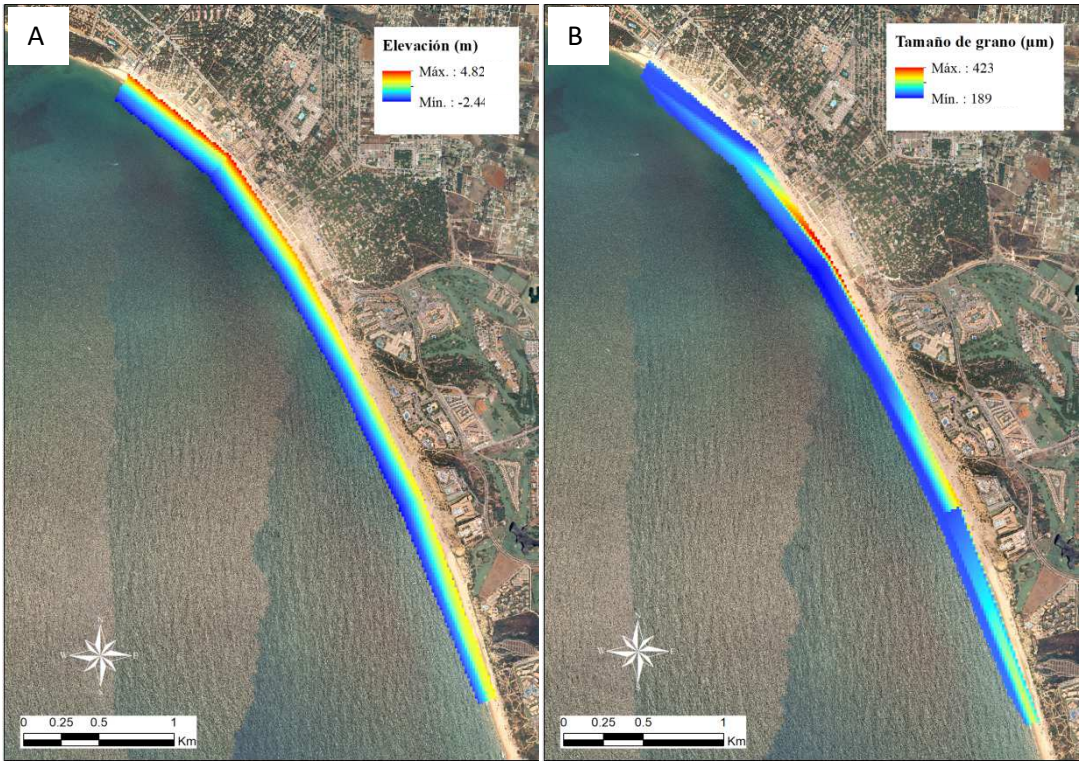


Figura 4.2.30. Imagen ráster de la topografía de la playa de La Barrosa durante la campaña de otoño. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

4.2.6. Conil

4.2.6.1. Estudio topográfico

Las campañas de topografía en la playa de Conil se llevaron a cabo los días 17 de abril y 12 de septiembre. En este caso se realizó el levantamiento topográfico de seis perfiles en cada una de las campañas (Figura 4.2.31.).

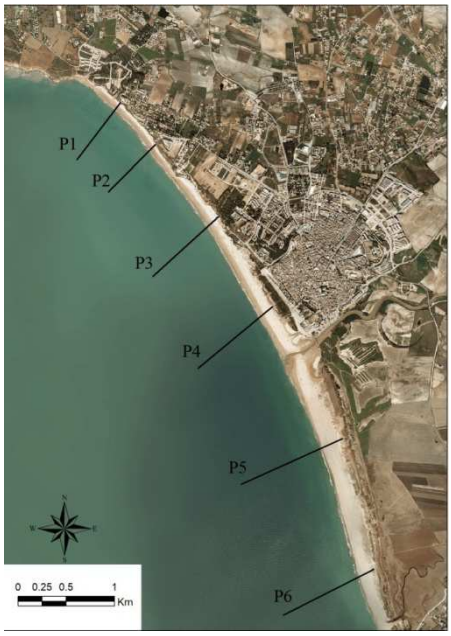


Figura 4.2.31. Distribución de los perfiles topográficos en la playa de Conil sobre la ortofoto de 2008.

En la figura 4.2.32. A se muestran los perfiles obtenidos durante la campaña de primavera. Se observa que los perfiles de la zona de sombra, perfiles 1 y 2, son notablemente más cortos que el resto. Esto es debido a que esta zona se corresponde con la playa de Fuente del Gallo (ver Figura 2.5.7.), zona acantilada en la que en pleamar la línea de costa llega a la base del acantilado. Hacia el Sur, la playa gana en anchura, presentando perfiles de mayor longitud, donde se observa una gran berma, sobre todo en el perfil 5. En cuanto a la tendencia de la pendiente media (Tabla 4.2.16.), se observa un ligero aumento desde la zona de sombra hacia la zona distal, a excepción del perfil 4 que presenta una pendiente menor que los perfiles colindantes. El promedio de la pendiente media intermareal de los perfiles en esta campaña es de 0,027, presentando una morfología disipativa según la clasificación de Short (1979).

Respecto a la campaña de otoño representada en la figura 4.2.32. B., se observa un ligero aumento de las pendientes medias, oscilando entre 0,026 y 0,041, por lo que se podría clasificar como una playa de tipo intermedio-disipativa. Al igual que en la campaña de primavera, se aprecia un ligero incremento de las pendientes medias conforme

disminuye la distancia a la zona distal de la bahía (Tabla 4.2.16), a excepción nuevamente del perfil 4. El promedio de las pendientes medias de la zona intermareal es de 0,034.

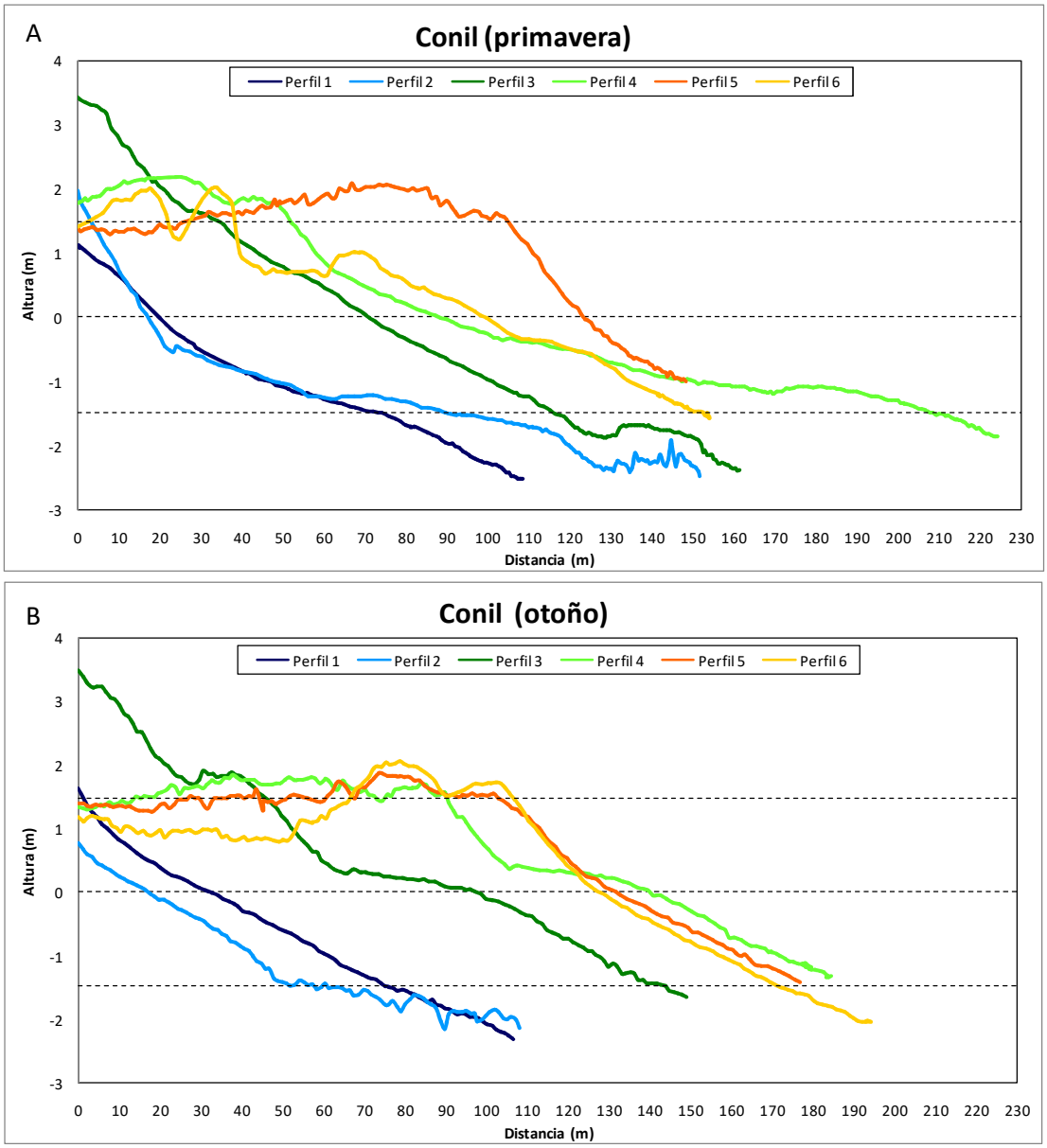


Figura 4.2.32. Representación de los perfiles topográficos de la playa de Conil.

PERFILES	PENDIENTE MEDIA (tg β)	
	PRIMAVERA	OTOÑO
Perfil 1	0,017	0,030
Perfil 2	0,029	0,033
Perfil 3	0,030	0,035
Perfil 4	0,017	0,026
Perfil 5	0,034	0,038
Perfil 6	0,033	0,041

Tabla 4.2.16. Pendientes medias de la zona intermareal de la playa de Conil.

4.2.6.2. Análisis de las características del sedimento

Los resultados obtenidos tras el análisis de las muestras de sedimento de la campaña de primavera se muestran en la tabla 4.2.17. En este caso el tamaño medio del sedimento es de arena media, con un valor de 0,25 mm. Se aprecia una leve disminución del tamaño de grano hacia mar, pasando de una media de 0,28 mm en la playa seca a 0,22 mm en el intermareal bajo. En cuanto a la clasificación del sedimento, en las tres zonas muestreadas el sedimento está moderadamente bien clasificado, con medias por zona entre 1,51 y 1,58. Respecto a la cantidad de carbonatos presentes en la muestras, no se observa ninguna tendencia en la distribución y en este caso es del 14%.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,30	0,39	0,24	0,26	0,27	0,22
	SD	1,55	1,43	1,42	1,71	1,69	1,41
	% Carbonatos	16,79	18,01	12,61	16,63	15,70	14,11
IA	Media mm	0,24	0,17	0,22	0,24	0,39	0,24
	SD	1,85	1,35	1,36	1,48	2,11	1,33
	% Carbonatos	18,79	9,15	9,25	14,18	21,46	11,88
IB	Media mm	0,18	0,17	0,29	0,20	0,29	0,22
	SD	1,42	1,33	1,87	1,43	1,52	1,48
	% Carbonatos	14,43	8,48	19,25	9,94	14,29	11,22

Tabla 4.2.17. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de primavera en la playa de Conil.

En cuanto a la distribución longitudinal del sedimento a lo largo de la playa, se puede observar en la figura 4.2.33. A que en la zona intermareal los mayores valores de tamaño de grano se encuentran hacia el sector distal de la playa (perfiles 5 y 6). En cambio en la playa seca sucede lo contrario, los mayores valores de tamaño de grano están en la zona de sombra de la bahía en Z (perfiles 1 y 2). En cuanto a la clasificación, se aprecia una ligera tendencia hacia un empeoramiento de la clasificación hacia el sector distal de la bahía (Figura 4.2.33. B).

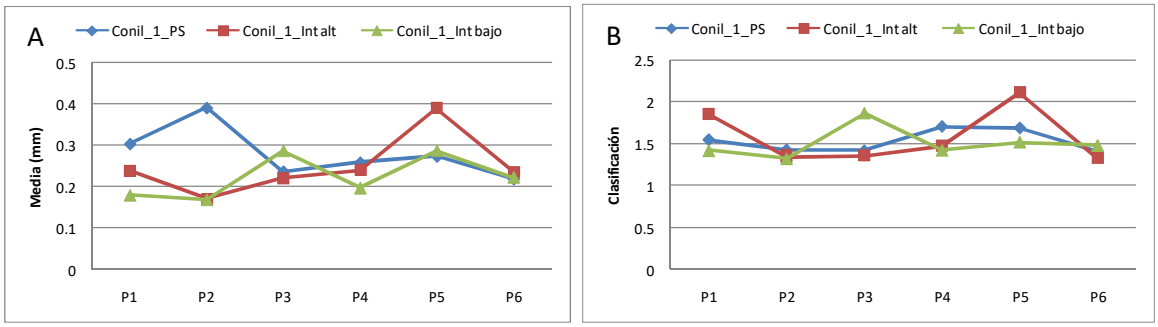


Figura 4.2.33. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles (P) y zonas de la playa (PS: playa seca; IA: Intermareal alto; IB: Intermareal bajo) en el muestreo de primavera. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de primavera.

Los resultados obtenidos para la campaña de otoño en la playa de Conil se muestran en la tabla 4.2.18., en este caso no se pudo tomar muestra de playa seca en el perfil 3 porque no había zona seca. El tamaño medio de las muestras de sedimento es de 0,27 mm, lo que se corresponde con tamaño de arena media (Wentworth, 1922). No se observa ninguna tendencia en la distribución del sedimento en función del tamaño de grano a lo largo del perfil de playa (Figura 4.2.34. A). En cuanto a la clasificación del sedimento, las muestras de la playa seca y del intermareal bajo estarían moderadamente clasificadas, mientras que el sedimento del intermareal alto estaría moderadamente bien clasificado. El contenido de carbonatos de las muestras es del 15% y en este caso se aprecia un aumento del mismo hacia la zona distal.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,22		0,25	0,29	0,44	0,25
	SD	1,48		1,64	1,59	2,05	1,44
	% Carbonatos	12,12		13,42	19,27	21,50	16,42
IA	Media mm	0,19	0,25	0,22	0,25	0,32	0,31
	SD	1,45	1,49	1,61	1,46	1,48	1,43
	% Carbonatos	13,07	11,59	13,51	12,77	15,81	14,14
IB	Media mm	0,17	0,20	0,26	0,39	0,31	0,26
	SD	1,37	1,69	1,66	1,92	1,68	1,58
	% Carbonatos	11,02	14,40	15,86	22,90	16,92	13,20

Tabla 4.2.18. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de otoño en la playa de Conil.

Acerca de la distribución longitudinal del sedimento en este segundo muestreo en la playa de Conil, se observa una clara tendencia al aumento del tamaño de grano del sedimento hacia el sector distal de la bahía en Z en las tres zonas analizadas (Figura 4.2.34. A). Respecto a la clasificación de dichas muestras, se observa en la figura 4.2.34. B una peor clasificación del sedimento a medida que aumenta el tamaño de grano tanto en la paya

seca como en el intermareal bajo, mientras que la clasificación de las muestras del intermareal alto presenta unos valores relativamente constantes a lo largo de toda la playa.

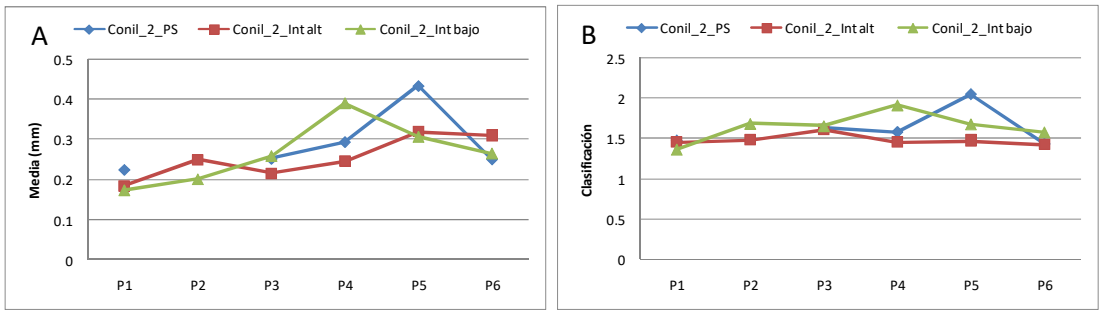


Figura 4.2.34. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño.

4.2.6.3. Variación longitudinal de la pendiente y las características del sedimento

En la figura 4.2.35. se muestran los resultados obtenidos durante la campaña de topografía y granulometría llevada a cabo en primavera. Las mayores elevaciones de la playa aparecen en las zonas central y meridional (Figura 4.2.35. A), y coinciden de manera parcial con los valores de pendiente intermareal media, que como se observó en la tabla 4.2.16. se localizan en la zona distal de la bahía en Z. Respecto a la distribución del tamaño de grano medio, se aprecia en la figura 4.2.35. B cómo este parámetro va aumentando hacia la zona distal, con un valor máximo de 385 µm registrado en el perfil 5. En este caso, se observa una relación directa entre los valores de pendiente media intermareal y los valores de tamaño medio de grano del sedimento.

Los resultados obtenidos durante la campaña de otoño muestran resultados similares a los obtenidos en la campaña de primavera. Las mayores elevaciones se registran en la zona central y meridional de la playa (Figura 4.2.36. A), con un valor máximo de 3,21 metros y un mínimo de -2,24 metros. Al igual que en la campaña de primavera, se observó en la tabla 4.2.16. cómo los máximos valores de pendiente intermareal media se registran en los perfiles distales (perfiles 5 y 6), aumentando la pendiente media desde la zona de sombra hacia la zona meridional de la bahía. En cuanto a la distribución del tamaño de grano, se observa en la figura 4.2.36. B, que va aumentando desde la zona de sombra hacia la zona distal de la bahía en Z, registrando un valor máximo de 430 µm en el perfil 5, con una relación directa entre pendiente media intermareal y tamaño de grano medio del sedimento.

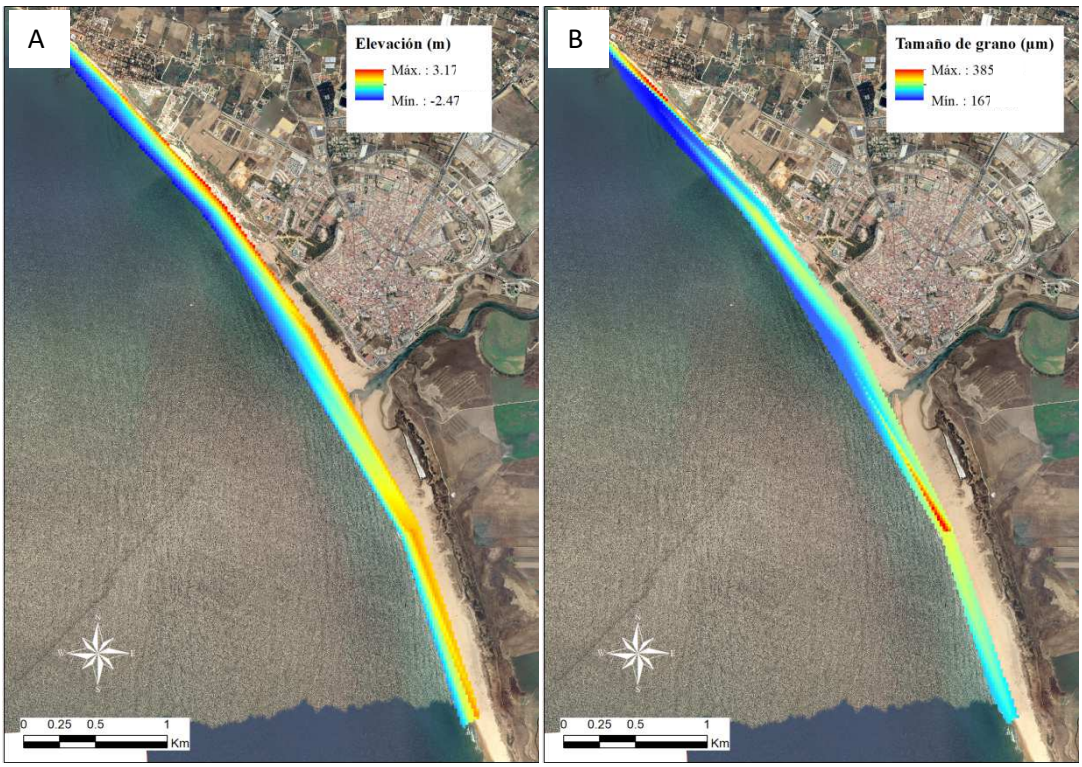


Figura 4.2.35. Imagen ráster de la topografía de la playa de Conil durante la campaña de primavera. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

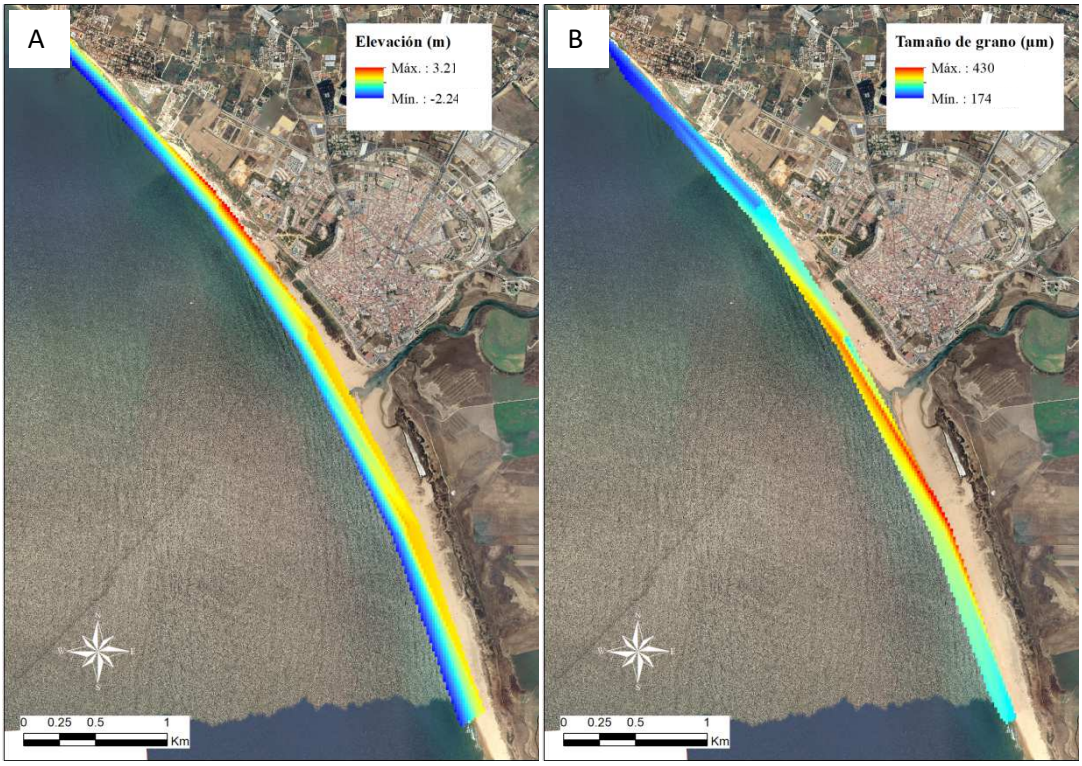


Figura 4.2.36. Imagen ráster de la topografía de la playa de Conil durante la campaña de otoño. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

4.2.7. Barbate

4.2.7.1. Estudio topográfico

Las campañas de perfilamiento topográfico en la playa de Barbate se realizaron los días 18 de abril y 13 de septiembre. En la campaña realizada en primavera no se pudieron tomar datos de topografía del perfil 6 debido a problemas en la recepción de la señal del GPS, por tanto no se dispone de esa información (Figura 4.2.37.).

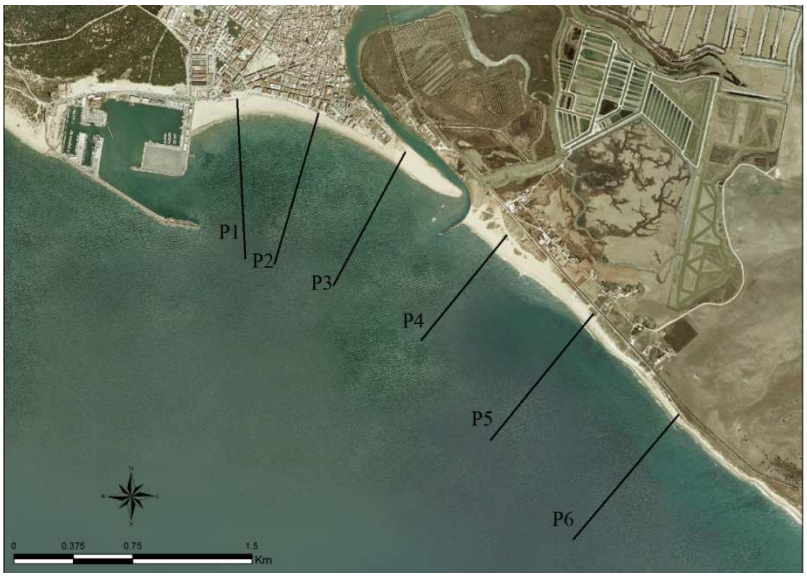


Figura 4.2.37. Distribución de los perfiles topográficos en la playa de Barbate sobre la ortofoto de 2008.

Los perfiles topográficos de esa campaña se muestran en la figura 4.2.38. A. Se observa que a partir del perfil 2 las pendientes medias de la zona intermareal van disminuyendo hacia la zona distal de la bahía (Tabla 4.2.19.). Los perfiles 1 y 5 muestran una morfología disipativa, en cambio los demás tienen una pendiente mayor que correspondería a una morfología intermedia según la clasificación de Short (1979). En cuanto al promedio de las pendientes es de 0,053.

Como se observa en la figura 4.2.38. B, en la campaña de otoño se realizó el levantamiento topográfico de los 6 perfiles planificados en esta playa. En esta ocasión la tendencia de las pendientes medias de la zona intermareal es similar a la de la campaña de otoño. En la tabla 4.2.19. se aprecia que la pendiente va disminuyendo desde la zona de sombra hacia el sector distal, a excepción del perfil 1, que muestra valores menores de pendiente al igual que en la campaña de primavera. Los valores de la pendiente media intermareal oscilan entre 0,035 y 0,078, presentando todos los perfiles una morfología intermedia. El promedio de las pendientes medias intermareales de todos los perfiles de la playa es de 0,052.

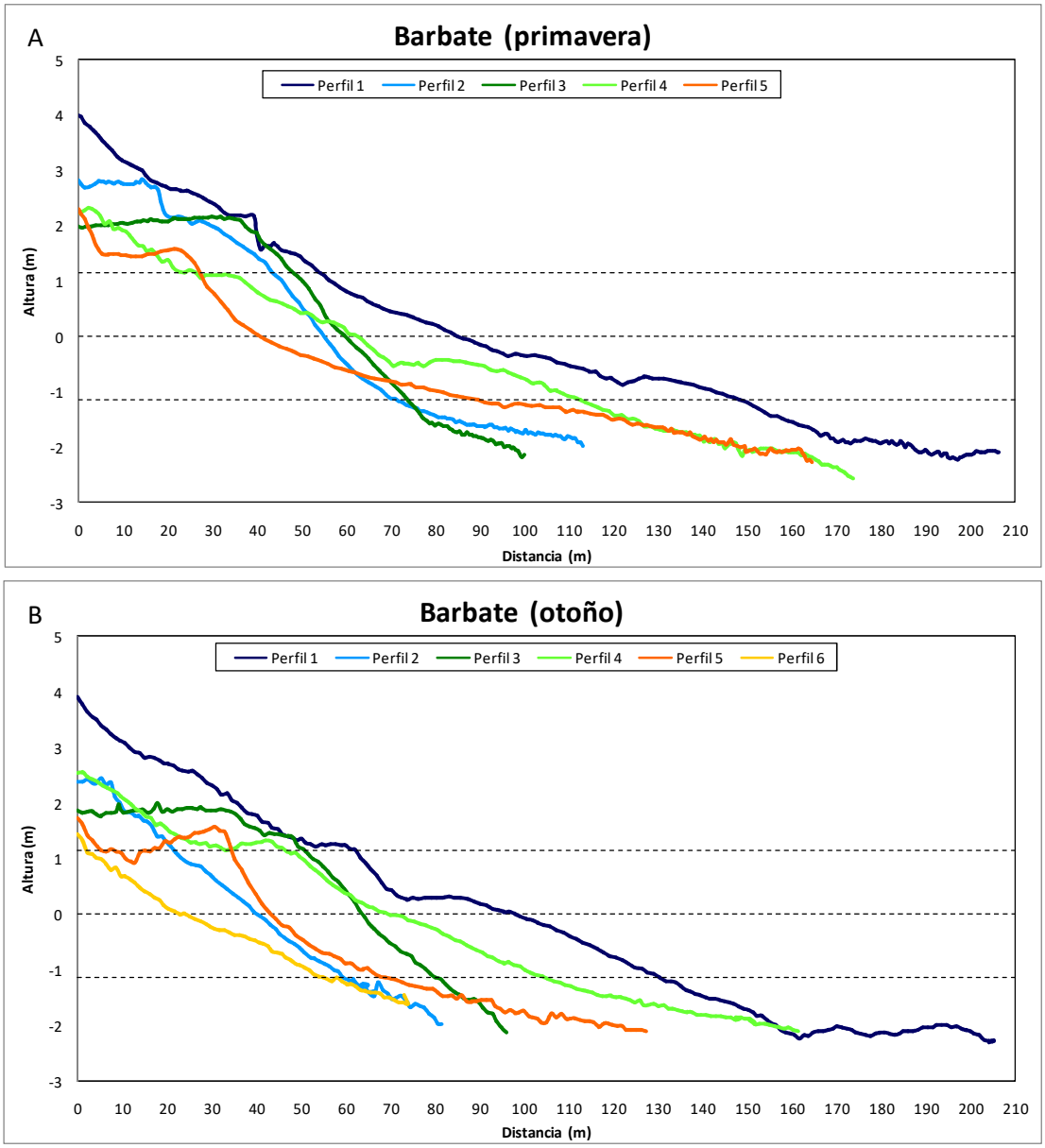


Figura 4.2.38. Representación de los perfiles topográficos de la playa de Barbate.

.

PERFILES	PENDIENTE MEDIA (tg β) PRIMAVERA	OTOÑO
Perfil 1	0,025	0,035
Perfil 2	0,091	0,078
Perfil 3	0,082	0,061
Perfil 4	0,040	0,051
Perfil 5	0,026	0,040
Perfil 6		0,046

Tabla 4.2.19. Pendientes medias de la zona intermareal de la playa de Barbate.

4.2.7.2. Análisis de las características del sedimento

Los resultados de los análisis de sedimento realizados a las muestras tomadas durante la campaña de primavera se recogen en la tabla 4.2.20. En este caso el tamaño medio de las muestras es de 0,31 mm, lo que se corresponde con tamaño de arena media según la clasificación de Wentworth (1922), se observa que el tamaño de grano, en general, disminuye hacia el mar (Figura 4.2.39. A). En cuanto a la clasifición de los sedimentos, tanto las muestras de la playa seca como las de la zona intermareal alta presentan valores de sedimento moderadamente bien clasificado, en cambio los sedimentos del intermareal bajo estarían moderadamente clasificados según la clasificación de Folk y Ward (1957). El porcentaje de carbonatos presentes en las muestras es del 14% y no se observa ninguna tendencia en cuanto a su distribución en la bahía.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,52	0,34	0,36	0,30	0,34	0,22
	SD	1,46	1,47	1,40	2,05	1,59	1,55
	% Carbonatos	10,89	14,66	13,93	18,94	11,78	12,34
IA	Media mm	0,36	0,28	0,31	0,30	0,24	0,23
	SD	1,53	1,37	1,59	1,49	1,57	1,53
	% Carbonatos	13,94	11,80	16,27	10,23	9,66	10,89
IB	Media mm	0,33	0,27	0,24	0,24	0,30	0,29
	SD	1,58	1,72	1,50	1,99	1,51	1,5
	% Carbonatos	15,91	17,55	13,31	13,57	17,18	15,78

Tabla 4.2.20. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de primavera en la playa de Barbate.

Por lo que a la distribución longitudinal del sedimento se refiere, se observa una tendencia a la disminución del tamaño de grano hacia el sector distal de la bahía (perfiles 5 y 6), encontrando los mayores tamaños de grano en la zona de sombra. En cuanto a la clasificación, no aparece ninguna tendencia clara respecto a la distribución longitudinal, aunque se observa que las muestras del pie de duna y de la zona intermareal bajo del perfil 4 estarían peor clasificadas que el resto (Figura 4.2.39. B).

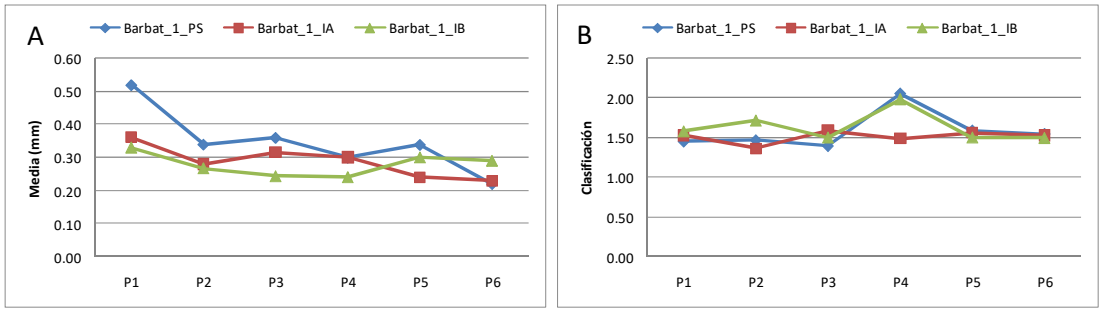


Figura 4.2.39. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles (P) y zonas de la playa (PS: playa seca; IA: Intermareal alto; IB: Intermareal bajo) en el muestreo de primavera. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de primavera.

Los resultados del análisis de sedimentos de la campaña de otoño en la playa de Barbate revelan un tamaño medio de grano de 0,31 mm (Tabla 4.2.21.), lo que correspondería con un tamaño de arena media. Se observa también una disminución del tamaño de grano del sedimento hacia el mar (Figura 4.2.40. A). Al igual que en el muestreo de primavera, los sedimentos de la playa seca y del intermareal alto estarían moderadamente bien clasificados, mientras que los de la zona intermareal baja estarían moderadamente clasificados. El contenido de carbonatos de las muestras se mantiene constante con un valor del 14% y al igual que en el muestreo de primavera, no se observa ningún patrón en cuanto a su distribución.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,75	0,40	0,19	0,15	0,27	0,22
	SD	1,42	1,59	1,30	2,08	1,39	1,61
	% Carbonatos	11,07	14,58	13,94	19,09	11,58	12,29
IA	Media mm	0,43	0,48	0,57	0,27	0,19	0,25
	SD	1,45	1,52	1,65	1,31	1,64	1,47
	% Carbonatos	13,89	11,81	16,19	10,38	9,62	10,80
IB	Media mm	0,33	0,28	0,15	0,19	0,24	0,13
	SD	1,47	1,84	1,53	1,89	1,64	1,66
	% Carbonatos	15,80	17,56	13,30	13,56	16,97	15,65

Tabla 4.2.21. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de otoño en la playa de Barbate.

En la figura 4.2.40. A se muestra el tamaño medio de grano de las muestras de sedimento tomadas a lo largo de los 6 perfiles planificados en la playa de Barbate durante el muestreo de otoño. Se observa, al igual que en el muestreo de primavera, una clara tendencia a la disminución del tamaño de grano hacia la zona distal de la bahía en Z (perfiles 5 y 6). En cuanto a la distribución longitudinal de la clasificación del sedimento, al igual que en el muestreo de primavera, no se observa ninguna tendencia clara; de nuevo

las muestras de la playa seca y del intermareal bajo del perfil 4 presentan peor clasificación que las demás (Figura 4.2.40. B).

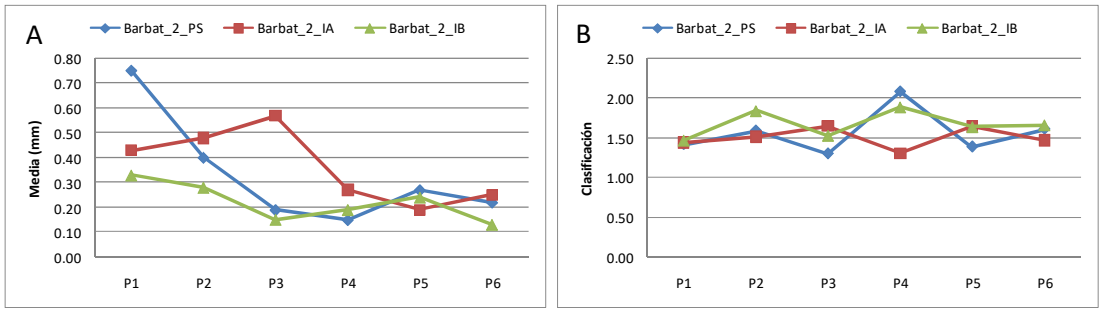


Figura 4.2.40. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño.

4.2.7.3. Variación longitudinal de la pendiente y las características del sedimento

En la figura 4.2.41. se muestran los resultados obtenidos tras la campaña de perfilamiento topográfico y granulometría realizada en primavera. Como se mencionó previamente, durante la realización de la campaña surgieron problemas de comunicación del GPS con la antena, por lo que no se pudo realizar el levantamiento topográfico del perfil 6. Los mayores valores de elevación se registran en la zona de sombra de la bahía, con un máximo de 3,89 metros en el perfil 1. En esta ocasión, las máximas elevaciones coinciden con las máximas pendientes medias intermareales como se pudo ver en la tabla 4.2.19., disminuyendo ambos parámetros hacia el sector distal. En cuanto a la distribución del tamaño de grano medio, se observa en la figura 4.2.41. B cómo los valores van disminuyendo desde la zona de sombra hacia la zona distal de la bahía en Z, con un rango de valores entre 514 y 224 micras. Por tanto, se observa una relación directa entre la pendiente media intermareal y el tamaño de grano medio del sedimento.

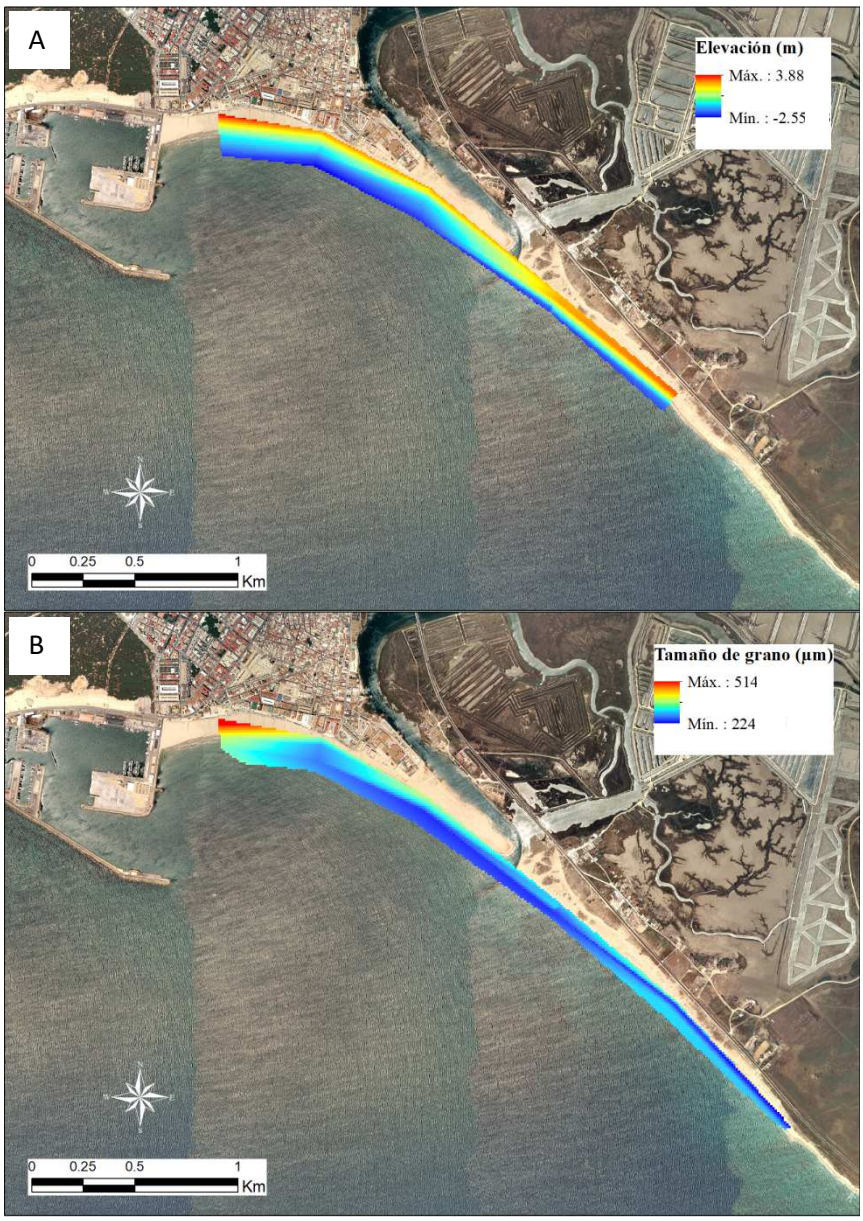


Figura 4.2.41. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de Barbate durante la campaña de primavera. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

Los resultados de la campaña realizada en otoño se muestran en la figura 4.2.42. En este caso los valores de tamaño de grano son superiores a los de la campaña de primavera, aunque la tendencia es la misma para los dos parámetros analizados. En la figura 4.2.42. A se aprecia que las máximas elevaciones se registran en la zona de sombra de la bahía, con un valor máximo de 3,64 metros. En este caso el comportamiento es similar al de la pendiente media intermareal, registrándose los máximos valores de pendiente en la zona de sombra y disminuyendo hacia la zona distal (ver tabla 4.2.19.). En cuanto a los valores de tamaño medio de grano, se aprecia en la figura 4.2.42. B que van disminuyendo desde la zona de sombra hacia la zona meridional de la playa, con un máximo de 731 micras registrado en el perfil 1. Al igual que en la campaña de primavera, se observa una relación

directa entre los valores de pendiente media intermareal y el tamaño de grano medio del sedimento.

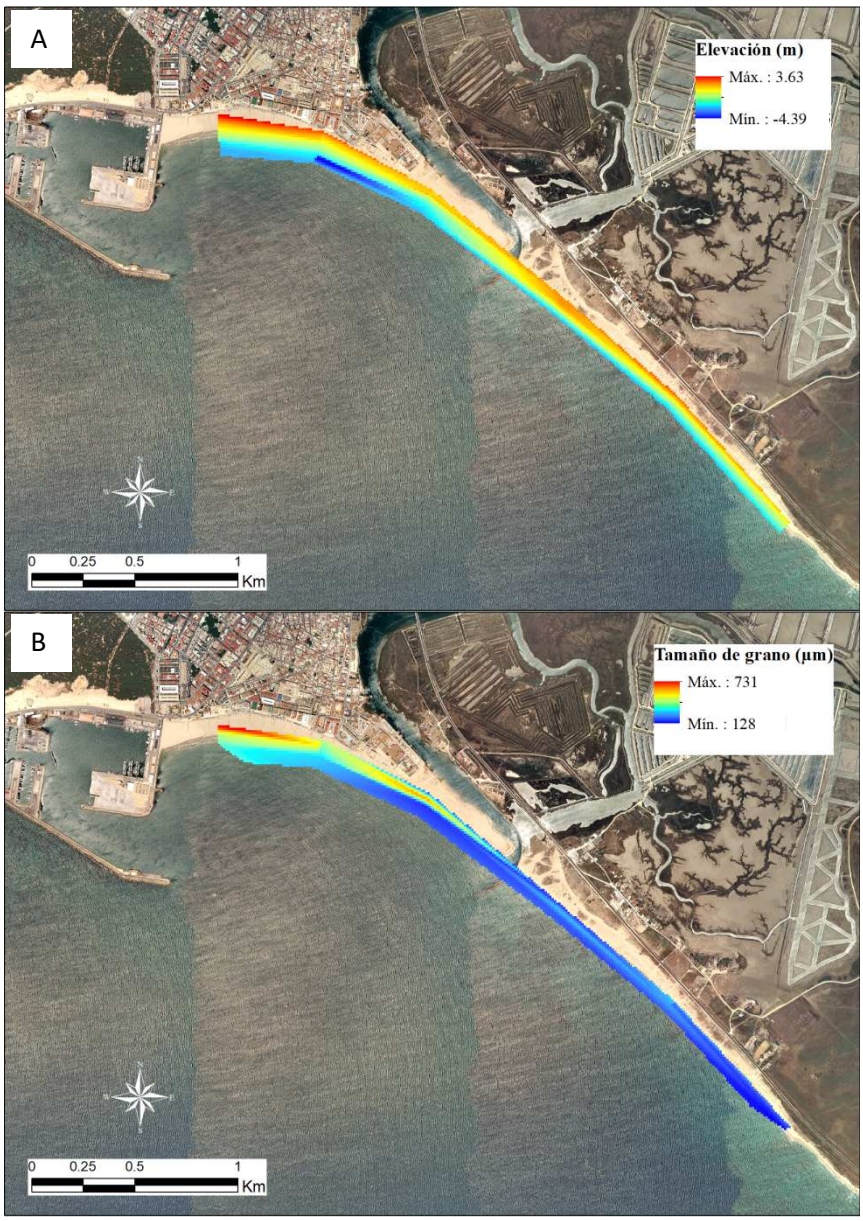


Figura 4.2.42. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de Barbate durante la campaña de otoño. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

4.2.8. Bolonia

4.2.8.1. Estudio topográfico

Las campañas de perfilamiento topográfico en la playa de Bolonia se realizaron los días 5 de mayo y 15 de septiembre. Durante la campaña de primavera surgieron problemas con la señal del GPS durante la medición del perfil 1(Figura 4.2.43.). La señal sufría apantallamiento debido al gran edificio dunar y los errores en la medición eran muy

elevados. Por ello no se pudo monitorizar este perfil y se estableció un perfil adicional en la zona de sombra entre los perfiles 2 y 3 al que se denominó perfil 2B.

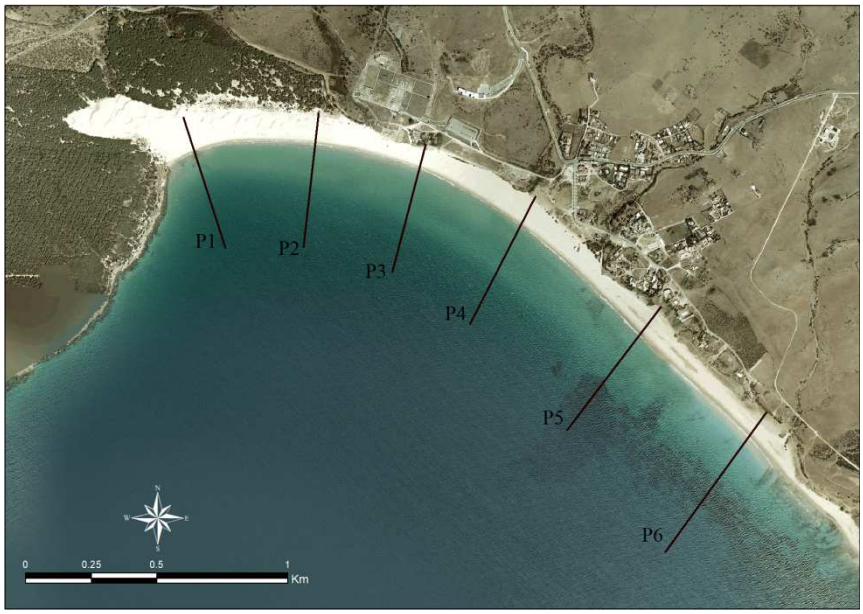


Figura 4.2.43. Distribución de los perfiles topográficos en la playa de Bolonia sobre la ortofoto de 2008.

En la figura 4.2.44. A se muestran los perfiles obtenidos durante la campaña de primavera. Se observa la existencia de berma en toda la playa, así como barras submareales en los perfiles 1 y 3. En cuanto a las variaciones de la pendiente, se observa en la tabla 4.2.22. que no existe ninguna tendencia clara. Se aprecia una ligera disminución de la pendiente desde los perfiles de la zona de sombra hacia la zona distal, a excepción del perfil 6 que presenta una pendiente más elevada. Los valores oscilan entre 0,034 y 0,064, presentando todos los perfiles una morfología intermedia. En cuanto al promedio de dichas pendientes, en esta ocasión es de 0,049.

Los resultados obtenidos durante el levantamiento topográfico de otoño se muestran en la figura 4.2.44. B, donde se puede observar la presencia de una gran berma a lo largo de toda la playa. En este caso las pendientes medias de todos los perfiles muestran valores superiores a los de la campaña de primavera (tabla 4.2.22.). Igualmente se aprecia cómo la pendiente disminuye notablemente en la zona distal de la bahía. Los valores de la pendiente media intermareal se encuentran entre 0,061 y 0,127. A excepción del perfil 4, que presenta una morfología reflectiva, los demás perfiles muestran valores de morfología intermedia. En esta ocasión, el valor promedio de la pendiente intermareal de todos los perfiles es de 0,087.

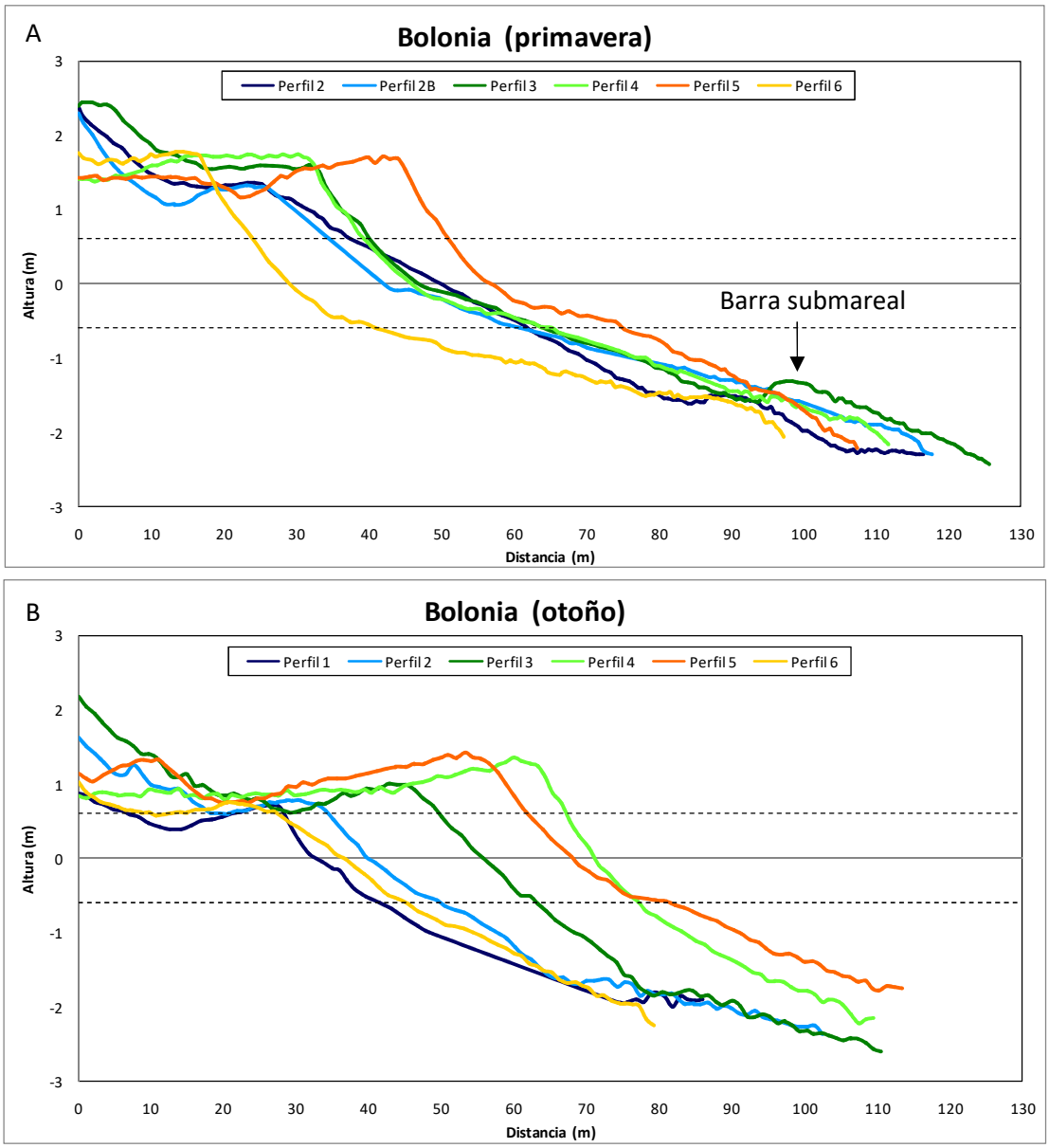


Figura 4.2.44. Representación de los perfiles topográficos de la playa de Bolonia.

PRIMAVERA		OTOÑO	
PERFILES	PENDIENTE MEDIA (tg β)	PERFILES	PENDIENTE MEDIA (tg β)
Perfil 2	0,051	Perfil 1	0,096
Perfil 2B	0,034	Perfil 2	0,082
Perfil 3	0,050	Perfil 3	0,092
Perfil 4	0,049	Perfil 4	0,127
Perfil 5	0,048	Perfil 5	0,063
Perfil 6	0,064	Perfil 6	0,061

Tabla 4.2.22. Pendientes medias de la zona intermareal de la playa de Bolonia.

4.2.8.2. Análisis de las características del sedimento

Los resultados del análisis sedimentario realizado a las muestras tomadas en la campaña de primavera en la playa de Bolonia se muestran en la tabla 4.2.23. El tamaño medio del sedimento es de 0,35 mm, arena media según la clasificación de Wentworth (1922). En cuanto a la distribución del tamaño de grano a lo largo del perfil de playa, no se observa ningún patrón claro, tan solo las muestras del intermareal bajo de la zona central presentan un tamaño de grano ligeramente superior a las muestras de las demás zonas. Respecto a la clasificación del sedimento, las muestras tomadas en la playa seca presentan valores de sedimento bien clasificado, mientras que el sedimento de la zona intermareal estaría moderadamente bien clasificado. La cantidad media de carbonatos en estas muestras es del 15% y no se observa ninguna tendencia en su distribución.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,35	0,29	0,28	0,34	0,33	0,33
	SD	1,30	1,34	1,31	1,39	1,39	1,40
	% Carbonatos	15,98	12,67	17,78	16,95	24,68	13,41
IA	Media mm	0,26	0,31	0,29	0,41	0,29	0,51
	SD	1,29	1,29	1,31	1,42	1,48	1,74
	% Carbonatos	11,97	12,26	12,16	15,30	12,32	15,05
IB	Media mm	0,31	0,42	0,40	0,33	0,33	0,43
	SD	1,47	1,48	1,46	1,37	1,48	1,71
	% Carbonatos	16,62	17,05	14,42	12,59	13,08	14,94

Tabla 4.2.23. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de primavera en la playa de Bolonia.

Observando la figura 4.2.45. A se aprecia que el tamaño de grano aumenta ligeramente hacia el sector distal de la bahía, empeorando también la clasificación del sedimento de la zona intermareal en esa zona (Figura 4.2.45. B)

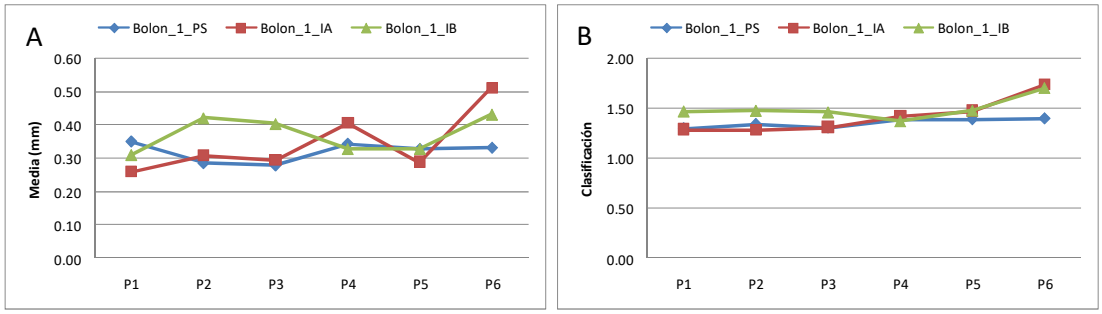


Figura 4.2.45. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles (P) y zonas de la playa (PS: playa seca; IA: Intermareal alto; IB: Intermareal bajo) en el muestreo de primavera. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de primavera.

Tras el análisis de las muestras de sedimento de la campaña de otoño, se obtuvo un tamaño medio de las muestras de 0,32 mm (arena media). Los resultados de los análisis de las muestras de sedimento para esta segunda campaña en la playa de Bolonia se muestran en la tabla 4.2.24. En la figura 4.2.46. A se observa una clara disminución del tamaño de grano a medida que disminuye la distancia al mar, sobre todo en los perfiles más alejados de la zona de sombra. En esta ocasión en las tres zonas analizadas el sedimento está moderadamente bien clasificado. El contenido de carbonatos de las muestras es del 14% y no se observa ningún patrón en cuanto a la distribución longitudinal en la playa, aunque sí se aprecia un mayor contenido de carbonatos en las muestras de playa seca.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,34	0,30	0,33	0,42	0,46	0,48
	SD	1,31	1,33	1,32	1,61	1,79	1,70
	% Carbonatos	16,32	16,60	21,76	16,20	17,30	19,07
IA	Media mm	0,28	0,32	0,29	0,33	0,29	0,32
	SD	1,30	1,38	1,39	1,41	1,44	1,47
	% Carbonatos	12,01	12,15	11,63	12,64	11,59	12,29
IB	Media mm	0,30	0,33	0,23	0,20	0,23	0,25
	SD	1,48	1,55	1,42	1,31	1,44	1,51
	% Carbonatos	16,50	15,35	11,52	10,88	13,21	10,92

Tabla 4.2.24. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de otoño en la playa de Bolonia.

Analizando la figura 4.2.46. A se observa que el tamaño de grano en la playa seca aumenta hacia el sector distal de la playa, en cambio los valores de tamaño de grano en el intermareal alto se mantienen relativamente constantes a lo largo de toda la bahía; por último, en el intermareal bajo los valores menores de tamaño de grano se encuentran en el sector central de la bahía. Respecto a los valores de clasificación del sedimento, en la zona intermareal se mantienen relativamente constantes, mientras que en el pie de duna la clasificación empeora hacia el sector distal de la bahía (Figura 4.2.46. B).

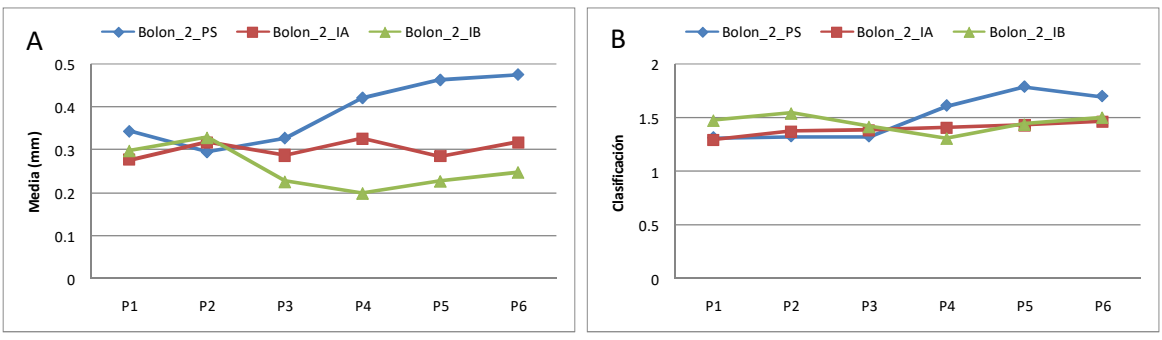


Figura 4.2.46. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño.

4.2.8.3. Variación longitudinal de la pendiente y las características del sedimento

Como se mencionó al inicio de este apartado, en la campaña de primavera surgieron problemas de apantallamiento de la señal del GPS durante la medición del perfil 1, produciendo errores muy elevados e impidiendo medir el perfil. Los resultados obtenidos se muestran en la figura 4.2.47. Se observa cómo los datos de elevación van disminuyendo hacia la zona distal de la bahía (Figura 4.2.47. A), coincidiendo este comportamiento con el de las pendientes medias de la zona intermareal (ver tabla 4.2.22.). En cambio, la distribución del tamaño de grano muestra un comportamiento inverso, como se puede observar en la figura 4.2.47. B., produciéndose un aumento en el tamaño de grano desde la zona de sombra hacia la zona distal de la bahía en Z. Se alcanza un valor máximo de 511 micras en el perfil 6.

Los resultados obtenidos durante la campaña de otoño se presentan en la figura 4.2.48. Se observa que el resultado es similar al de la campaña de primavera, registrándose los máximos valores de elevación en las zonas de sombra y central y disminuyendo hacia la zona distal de la bahía. En este caso, la pendiente media intermareal muestra un comportamiento similar, disminuyendo hacia la zona meridional de la playa (ver tabla 4.2.22.). Los resultados obtenidos tras el análisis granulométrico de esta campaña de otoño se muestran en la figura 4.2.48. B. En este caso, el tamaño de grano medio aumenta hacia la zona distal, al igual que en la campaña de primavera, alcanzando un valor máximo de 474 micras en el perfil 6, mostrando una relación inversa entre tamaño de grano medio y pendiente media intermareal.

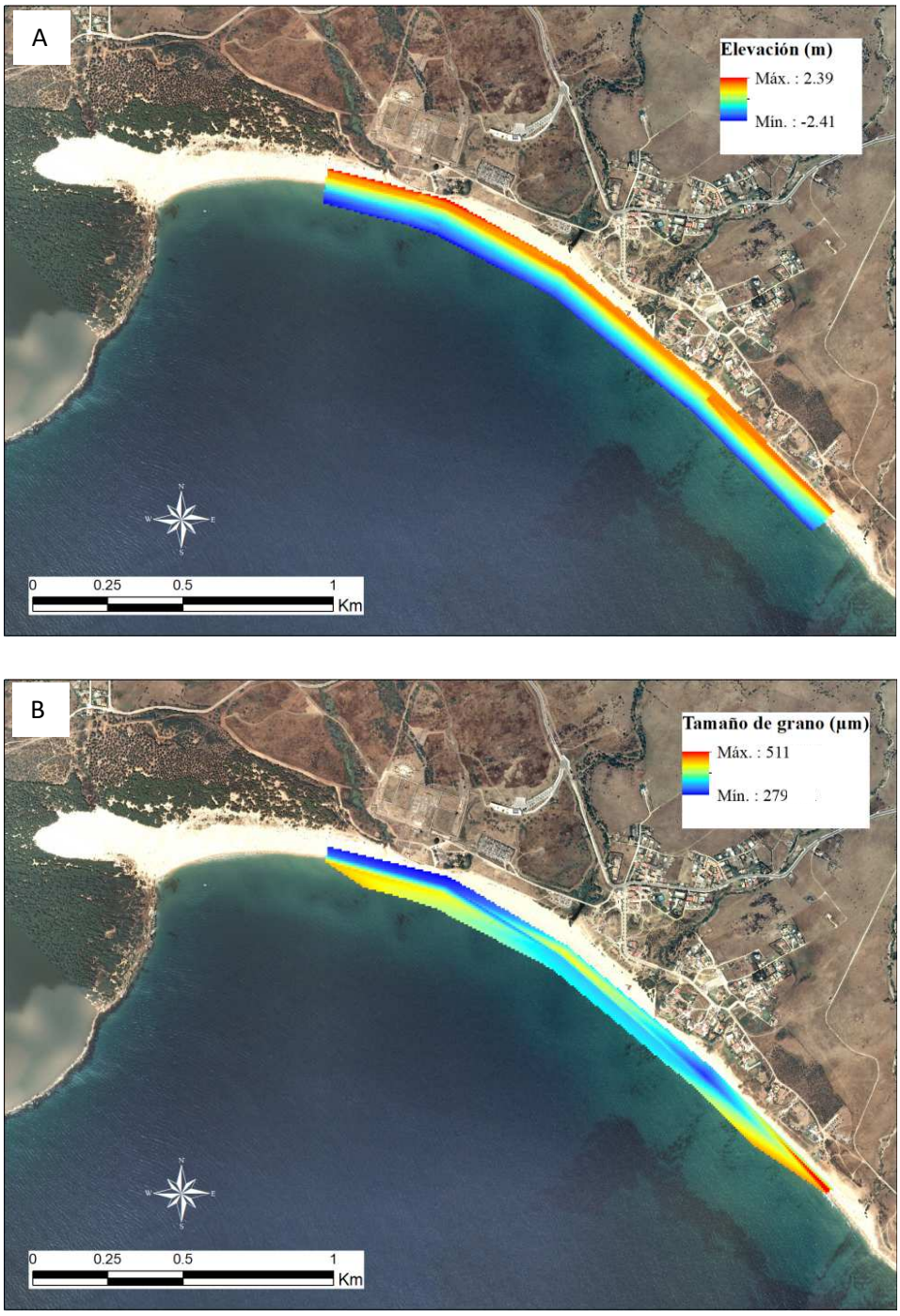


Figura 4.2.47. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de Bolonia durante la campaña de primavera. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

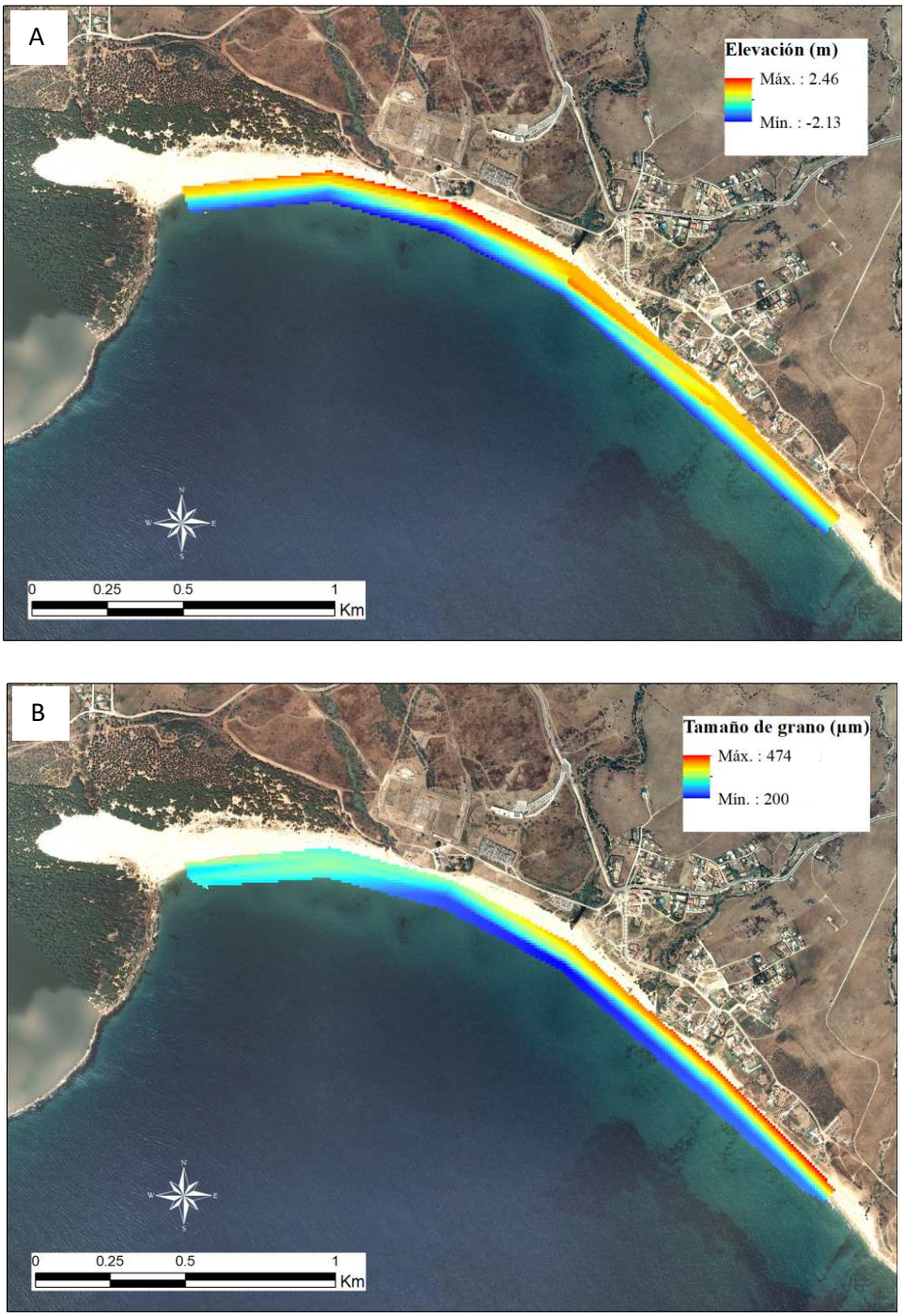


Figura 4.2.48. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de Bolonia durante la campaña de otoño. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

4.2.9. Valdevaqueros

4.2.9.1. Estudio topográfico

Las campañas de perfilamiento topográfico en la playa de Valdevaqueros se llevaron a cabo los días 19 de abril y 16 de septiembre. La distribución de la planificación de los perfiles topográficos realizados en esta playa se presenta en la figura 4.2.49.

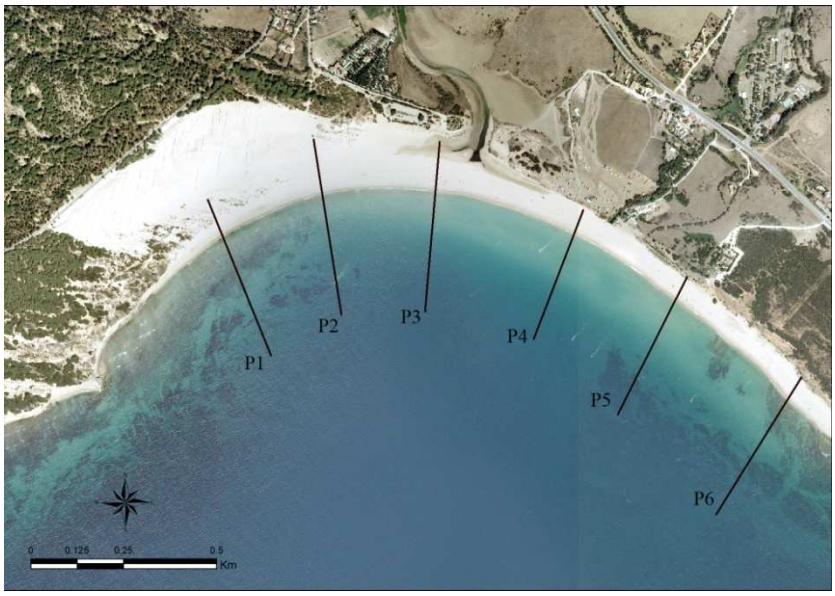


Figura 4.2.49. Distribución de los perfiles topográficos en la playa de Valdevaqueros sobre la ortofoto de 2008.

En la figura 4.2.50. A se muestran los resultados obtenidos durante la campaña de perfilamiento topográfico de primavera. Se puede observar la presencia de berma a partir del perfil 4, así como una barra submareal en el perfil 3. Respecto a la variación de la pendiente media intermareal, no se aprecia ninguna tendencia clara. En la tabla 4.2.25. se puede ver que los valores oscilan entre 0,036 y 0,101. En este caso, existen perfiles con morfología intermedia y otros, como el perfil 3, con una morfología reflectiva según la clasificación realizada por Short (1979). El promedio de la pendiente media de la zona intermareal es de 0,069.

La Figura 4.2.50. B muestra los perfiles obtenidos durante la campaña de otoño. En este caso, se observa la presencia de berma a lo largo de toda la playa, así como una barra submareal en el perfil 3, al igual que en la campaña de primavera. En cuanto a los datos de pendiente intermareal media, se aprecia en la tabla 4.2.25. que los valores son considerablemente mayores que en la campaña de primavera. En este caso, los valores oscilan entre 0,065 y 0,143, presentando la mayoría de los perfiles una morfología de tipo

reflectiva, excepto los perfiles de la zona distal, que tendrían una morfología intermedia según la clasificación de Short (1979). Al igual que en la campaña de primavera, no se observa una tendencia clara, aunque los perfiles de la zona distal muestran valores de pendiente menores que el resto de la playa. En cuanto al promedio de las pendientes medias de la zona intermareal, en esta ocasión es de 0,106.

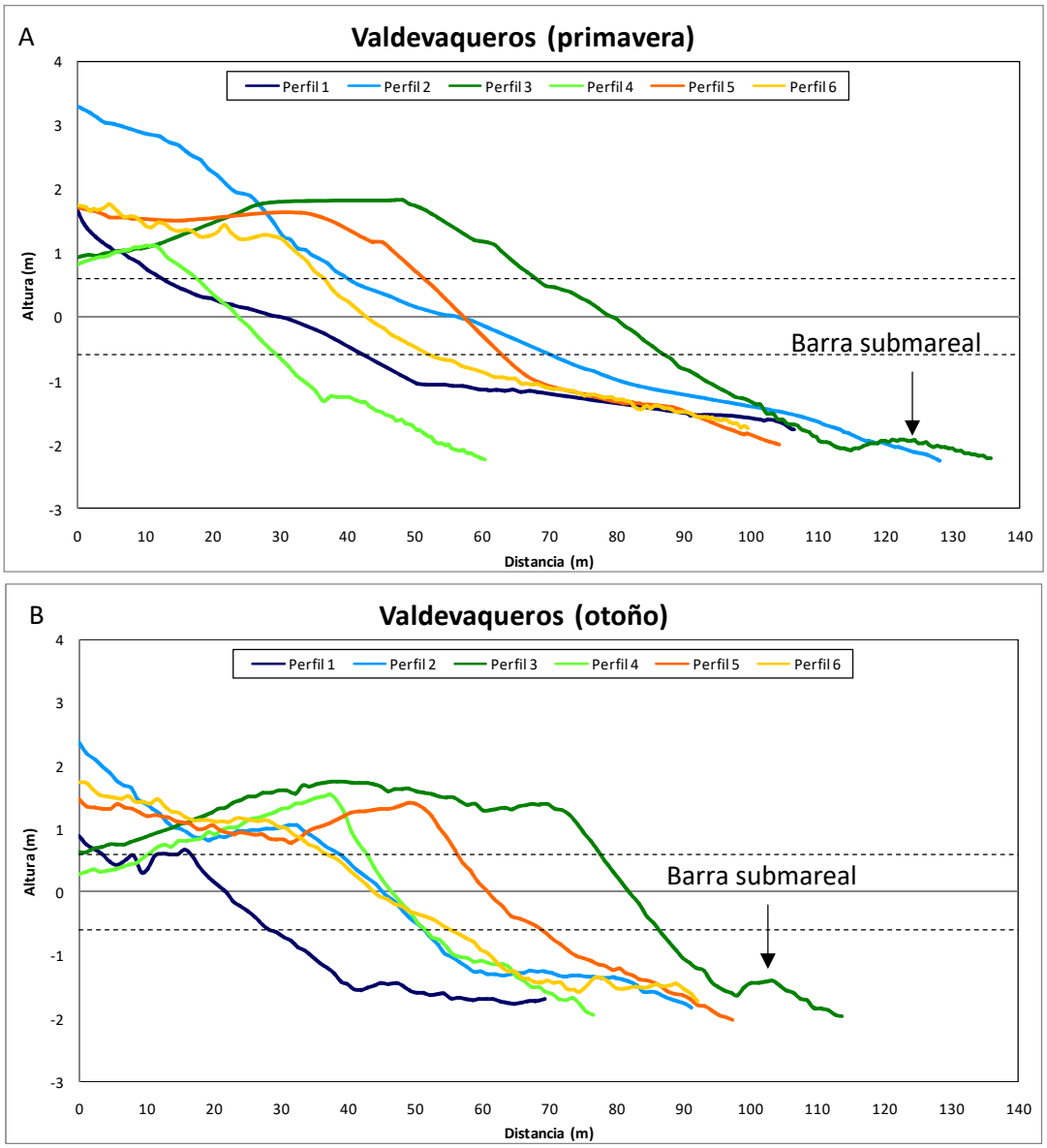


Figura 4.2.50. Representación de los perfiles topográficos de la playa de Valdevaqueros.

PERFILES	PENDIENTE MEDIA (tg β)	
	PRIMAVERA	OTOÑO
Perfil 1	0,098	0,101
Perfil 2	0,038	0,100
Perfil 3	0,101	0,137
Perfil 4	0,078	0,143
Perfil 5	0,063	0,091
Perfil 6	0,036	0,065

Tabla 4.2.25. Pendientes medias de la zona intermareal de la playa de Valdevaqueros.

4.2.9.2. Análisis de las características del sedimento

Al igual que en la mayoría de las playas estudiadas, en Valdevaqueros se tomaron muestras de sedimento en 6 perfiles distribuidos a lo largo de la playa. En este caso no se pudo tomar muestra de playa seca en el perfil 4, debido a que en esa zona se localiza un "charcón" o laguna estacional en la que desembocan varios arroyos. El tamaño de grano medio de las muestras analizadas es de 0,33 mm, arena media según la clasificación de Wentworth (1922). No se observa ninguna tendencia clara en la distribución del tamaño de grano del sedimento a lo largo del perfil de playa (Tabla 4.2.26). En cuanto a la clasificación del sedimento, en todas las zonas está moderadamente bien clasificado. En este caso el contenido medio de carbonatos en las muestras es del 19%, aunque se observa un aumento considerable en las muestras del intermareal bajo de los perfiles de las zonas de sombra y central, con un máximo de 46,32% en el perfil 2.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,35	0,38	0,37		0,43	0,42
	SD	1,64	1,57	1,42		1,38	1,43
	% Carbonatos	13,37	11,13	13,26		13,26	13,23
IA	Media mm	0,28	0,41	0,32	0,28	0,26	0,24
	SD	1,44	1,48	1,50	1,39	1,43	1,35
	% Carbonatos	15,76	26,84	16,01	11,70	11,47	9,65
IB	Media mm	0,27	0,32	0,38	0,29	0,27	0,39
	SD	1,51	1,47	1,55	1,56	1,63	1,87
	% Carbonatos	39,29	46,32	43,21	24,58	10,01	12,59

Tabla 4.2.26. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de primavera en la ensenada de Valdevaqueros.

En cuanto a la distribución longitudinal del sedimento, en la figura 4.2.51. A se observa que los mayores tamaños de grano en la zona intermareal se encuentran en los perfiles centrales de la bahía. Respecto a la clasificación del sedimento, se aprecia en la figura 4.2.51. B que los valores se mantienen relativamente constantes a lo largo de toda la playa, tan sólo las muestras del intermareal bajo presentan peor clasificación hacia el sector distal de la playa.

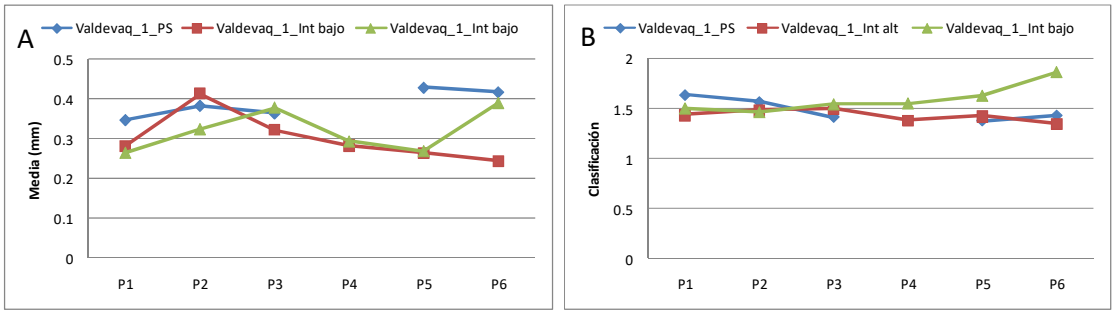


Figura 4.2.51. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles (P) y zonas de la playa (PS: playa seca; IA: Intermareal alto; IB: Intermareal bajo) en el muestreo de primavera. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de primavera.

Los resultados del análisis de sedimentos de las muestras tomadas en la campaña de otoño en la playa de Valdevaqueros se muestran en la tabla 4.2.27. En este caso el tamaño de grano medio de las muestras también es de arena media, con un valor de 0,31 mm. En la figura 4.2.52. A se observa cómo el tamaño de grano disminuye desde la playa seca hasta la zona intermareal. En cuanto a la clasificación del sedimento, al igual que en la campaña de primavera, todas las muestras presentan valores de sedimento moderadamente bien clasificado. El contenido de carbonatos de las muestras en este caso es menor, con un valor del 12% del total de la muestra. En este caso el contenido de carbonatos de las muestras es más homogéneo, encontrándose los mayores valores en las muestras de la playa seca de los perfiles 1, 2 y 3.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,33	0,42	0,40	0,43	0,46	0,34
	SD	1,44	1,57	1,43	1,43	1,53	1,62
	% Carbonatos	14,29	16,52	19,37	12,10	11,71	12,61
IA	Media mm	0,26	0,26	0,33	0,37	0,30	0,25
	SD	1,36	1,44	1,46	1,48	1,42	1,44
	% Carbonatos	10,28	9,57	11,45	11,59	11,25	9,99
IB	Media mm	0,21	0,36	0,32	0,21	0,20	0,19
	SD	1,45	1,68	1,76	1,33	1,30	1,33
	% Carbonatos	13,42	12,31	11,07	9,70	9,57	13,67

Tabla 4.2.27. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de otoño en la ensenada de Valdevaqueros.

En cuanto a la distribución longitudinal del sedimento se observa que en las tres zonas los mayores valores de tamaño de grano se encuentran en el sector central de la playa, disminuyendo hacia los extremos de la misma (Figura 4.2.52. A). En lo que respecta a la clasificación del sedimento, los valores se mantienen relativamente constantes a lo largo de la playa, a excepción de las muestras del intermareal bajo, que presentan una peor clasificación en la zona central de la playa (Figura 4.2.52. B).

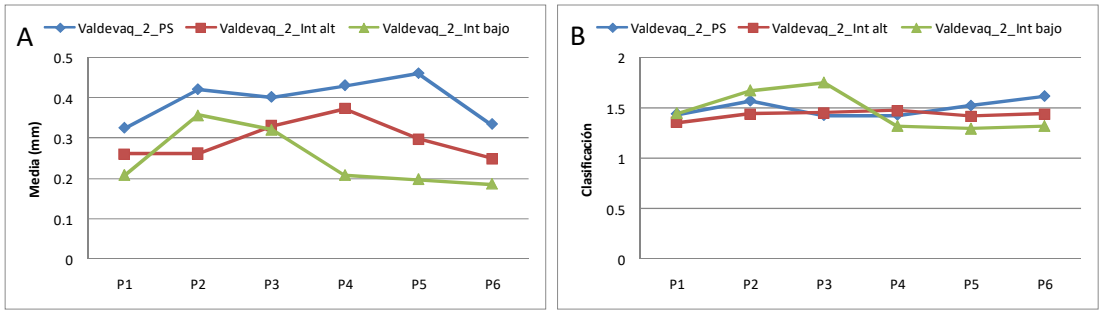


Figura 4.2.52. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño.

4.2.9.3. Variación longitudinal de la pendiente y las características del sedimento

Los resultados obtenidos tras la campaña de perfilamiento topográfico y granulometría realizada en primavera se muestran en la figura 4.2.53. Se observa cómo las mayores elevaciones de la playa se encuentran en la zona de sombra, disminuyendo su valor hacia la zona distal de la bahía (Figura 4.2.53. A). Este comportamiento es similar al de la pendiente media intermareal, ya que como se observó en la tabla 4.2.25., también disminuye su valor hacia la zona distal de la bahía. En cuanto a los valores de distribución del tamaño de grano, se aprecia en la figura 4.2.53. B cómo los máximos valores se encuentran en la zona de sombra y central, con un máximo de 426 micras registrado en el perfil 2.

En cuanto a la campaña realizada en otoño, se muestran los resultados en la figura 4.2.54. Se aprecia cómo los valores de elevación van disminuyendo desde la zona de sombra hacia la zona distal de la bahía en Z (Figura 4.2.54. A), al igual que los valores de pendiente media intermareal (ver tabla 4.2.25.). Los máximos valores de elevación se registran en torno al perfil 2, con una elevación de 2.31 metros. En cuanto a los valores de tamaño medio de grano, se observa en la figura 4.2.54. B cómo los máximos valores se registran en la zona central de la bahía, disminuyendo su valor hacia los extremos de la playa. En esta ocasión, los valores de granulometría oscilan entre 459 y 186 micras.

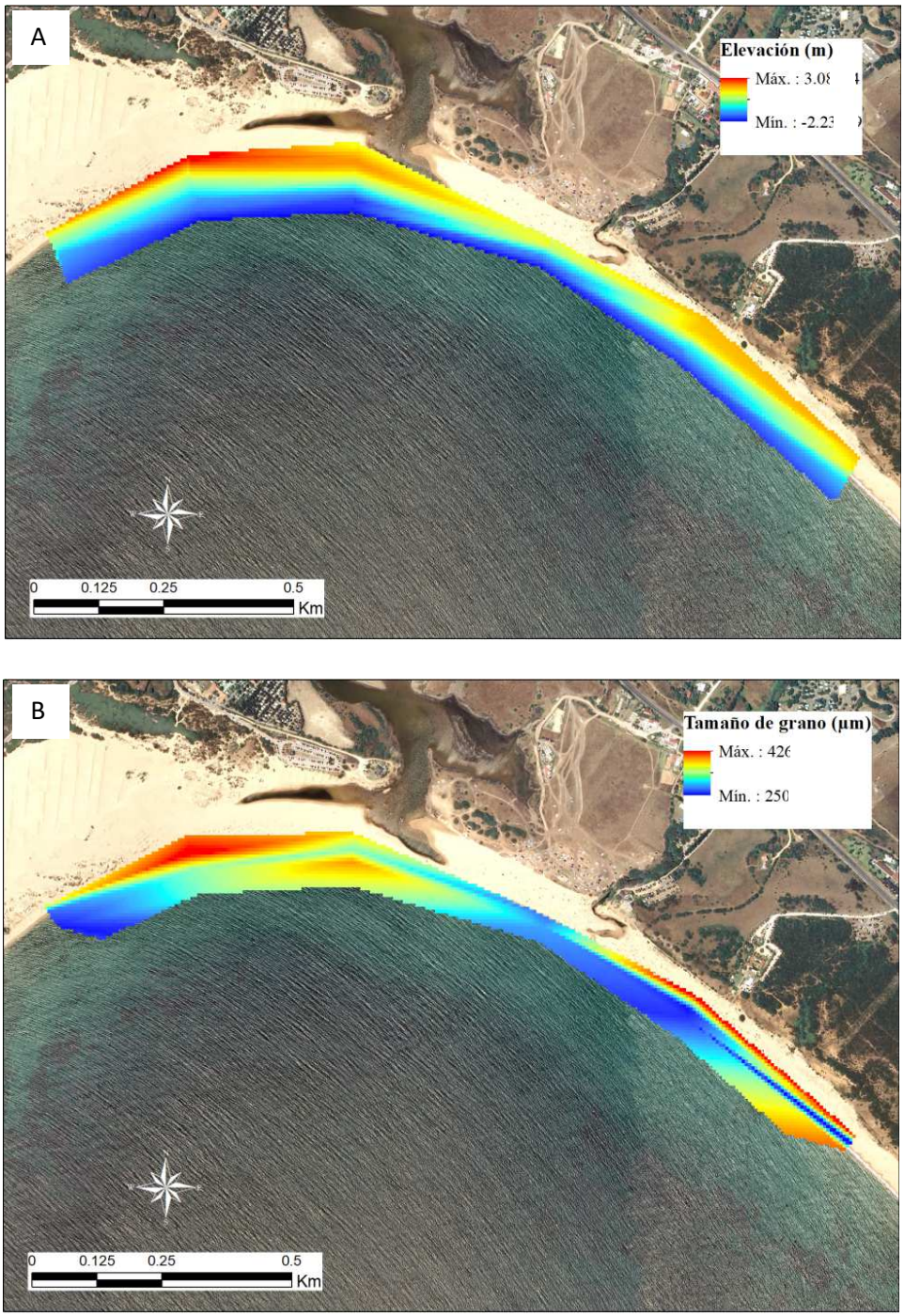


Figura 4.2.53. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de Valdevaqueros durante la campaña de primavera. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

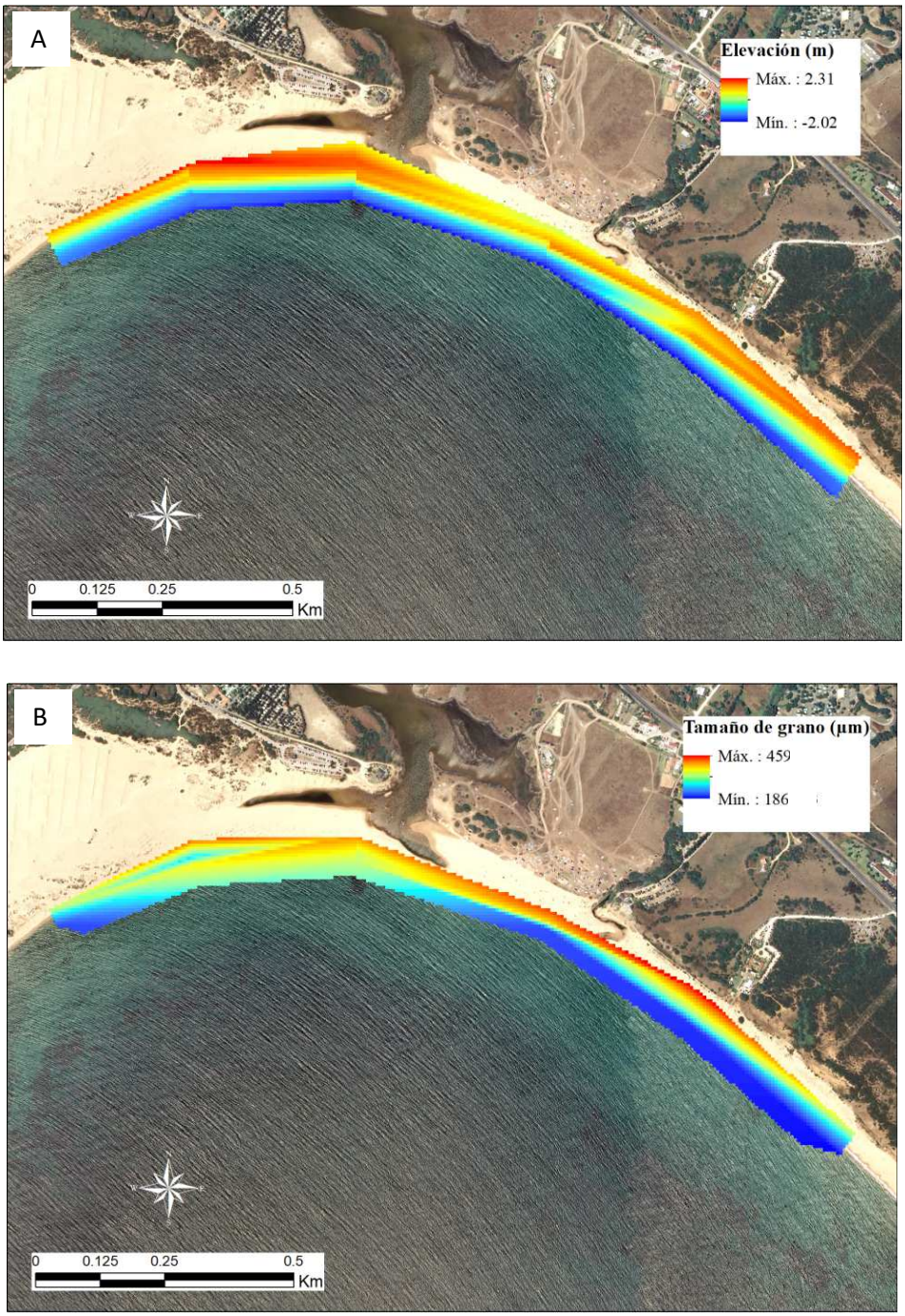


Figura 4.2.54. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de Valdevaqueros durante la campaña de otoño. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

4.2.10. Los Lances

4.2.10.1. Estudio topográfico

Las campañas de topografía en la playa de Los Lances se realizaron durante los días 20 de abril y 1 de octubre. En este caso se establecieron 8 perfiles a lo largo de la playa debido a su gran extensión, de casi ocho kilómetros. Se planificaron 3 perfiles en la zona de sombra, 2 en la zona intermedia y 3 más en la zona distal de la bahía (Figura 4.2.55.).



Figura 4.2.55. Distribución de los perfiles topográficos en la playa de Los Lances sobre la ortofoto de 2008.

Los perfiles obtenidos durante la campaña topográfica de primavera se presentan en la figura 4.2.56. A. A partir del perfil 4 se observa la presencia de la laguna costera estacional que discurre paralela a la costa, separada del mar por la barrera arenosa que compone la playa. También se puede ver la presencia de berma a lo largo de toda la playa y una barra submareal en el perfil 2. En cuanto a los valores de pendiente media, se observa una tendencia clara de disminución de la misma a medida que aumenta la distancia a la zona de sombra, a excepción del perfil 8, donde la pendiente vuelve a aumentar (Tabla 4.2.28.). En general, todos los perfiles muestran valores de pendiente de morfología intermedia, a excepción del perfil 7, que se caracteriza por una morfología disipativa, con una pendiente media en la zona intermareal de 0,027. El promedio de la pendiente media

intermareal de los perfiles de la playa en esta campaña de primavera es de 0,054, lo que clasificaría a la playa de Los Lances con una morfología intermedia.

En la figura 4.2.56. B se han representado los perfiles obtenidos durante la campaña de otoño. En este caso no se pudo topografiar el perfil 8 debido a problemas con la señal del GPS, por lo que no se posee información sobre el perfil establecido frente a la ciudad de Tarifa. En esta ocasión, la extensión de la laguna temporal era menor que en la campaña de primavera, lo que permitió topografiar la llanura que normalmente ocupa la laguna, alcanzando su máxima extensión en el perfil 6.

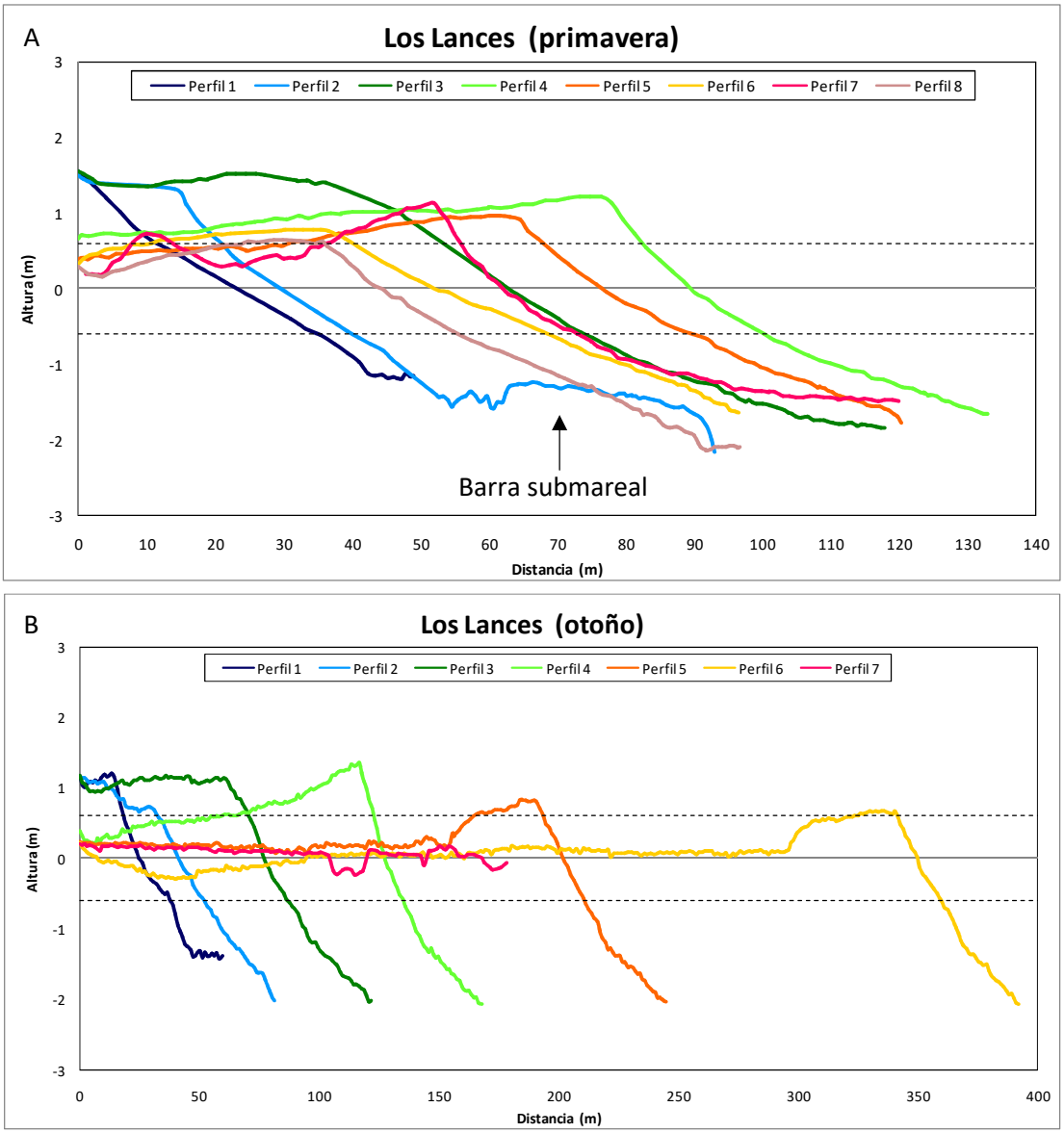


Figura 4.2.56. Representación de los perfiles topográficos de la playa de Los Lances.

En cuanto a los valores de pendiente media representados en la tabla 4.2.28., se observa que en general los valores siguen la misma tendencia que en la campaña de primavera. Los valores disminuyen a medida que aumenta la distancia a la zona de sombra,

aunque en este caso destaca la mayor pendiente del perfil 4, con una pendiente media intermareal de 0,101. El promedio de las pendientes medias de los perfiles para esta campaña de otoño es de 0,062, un poco superior a la campaña de primavera, aunque dentro del rango del tipo de playa intermedia.

PERFILES	PENDIENTE MEDIA (tg β)	
	PRIMAVERA	OTOÑO
Perfil 1	0,069	0,075
Perfil 2	0,070	0,066
Perfil 3	0,052	0,071
Perfil 4	0,058	0,101
Perfil 5	0,057	0,062
Perfil 6	0,040	0,059
Perfil 7	0,027	0,002
Perfil 8	0,061	

Tabla 4.2.28. Pendientes medias de la zona intermareal de la playa de Los Lances.

4.2.10.2. Análisis de las características del sedimento

En la tabla 4.2.29 se muestran los resultados obtenidos tras el análisis de las muestras de sedimento tomadas en la campaña de primavera en la ensenada de Los Lances. Debido a la longitud de la playa (7700 metros) se establecieron un total de ocho perfiles. En este caso no se dispone de información para las muestras de playa seca de los perfiles 1 y 4 y para la muestra del intermareal bajo del perfil 3. El tamaño medio de las muestras de sedimento es de 0,29 mm, lo que se corresponde con arena media según la clasificación de Wentworth (1922), no apreciándose ninguna tendencia en cuanto a la distribución de las muestras a lo largo del perfil. En cuanto a la clasificación del sedimento, todas las muestras presentan valores medios de sedimento moderadamente bien clasificado (Folk y Ward, 1957). El contenido medio de carbonatos de las muestras es del 11% y se observa una disminución del mismo desde la playa seca hacia el intermareal bajo.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8
PS	Media mm		0,30	0,43		0,35	0,30	0,27	0,24
	SD		1,41	1,51		1,64	1,50	1,49	1,29
	% Carbonatos		11,69	11,79		14,19	13,51	16,05	12,09
IA	Media mm	0,25	0,35	0,31	0,33	0,27	0,28	0,26	0,26
	SD	1,38	1,54	1,49	1,48	1,42	1,49	1,40	1,33
	% Carbonatos	10,12	11,14	11,50	11,72	11,50	13,38	10,04	10,79
IB	Media mm	0,33	0,33		0,31	0,28	0,24	0,24	0,26
	SD	1,59	1,53		1,53	1,51	1,37	1,32	1,30
	% Carbonatos	11,74	10,69		10,46	10,54	10,38	9,35	9,58

Tabla 4.2.29. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de primavera en la ensenada de Los Lances.

En lo que se refiere a la distribución longitudinal del sedimento, se observa una ligera tendencia a la disminución del tamaño de grano hacia el sector distal de la playa (Figura 4.2.57. A). La clasificación del sedimento presenta valores relativamente constantes a lo largo de toda la playa (Figura 4.2.57. B).

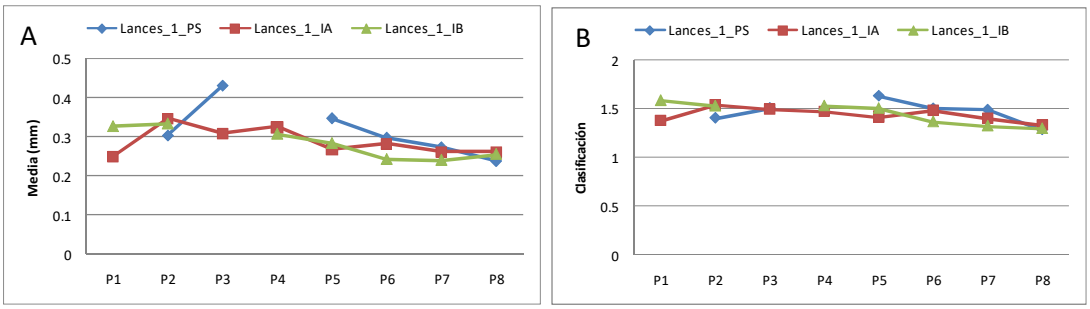


Figura 4.2.57. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles (P) y zonas de la playa (PS: playa seca; IA: Intermareal alto; IB: Intermareal bajo) en el muestreo de primavera. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de primavera.

En la tabla 4.2.30. se han reunido los resultados obtenidos tras el análisis de las muestras de sedimento de la campaña realizada en otoño. En este caso el tamaño medio del sedimento es de arena media, con un valor de 0,27 mm. En la figura 4.2.58. A se observa cómo el tamaño medio de grano disminuye desde la playa seca hasta el intermareal. En cuanto a la clasificación del sedimento (Figura 4.2.58. B), tanto las muestras de la playa seca como las del intermareal alto presentan valores medios de sedimento moderadamente bien clasificado, mejorando la clasificación en la zona intermareal baja, donde el sedimento se encuentra bien clasificado. En este caso el contenido medio de carbonatos de las muestras presenta el mismo valor que en la campaña de primavera, un 11% del total de la muestra. En este caso no se observa ninguna tendencia en la distribución del contenido de carbonatos.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8
PS	Media mm	0,30	0,31	0,36	0,47	0,38	0,26	0,25	0,24
	SD	1,47	1,42	1,54	1,66	1,57	1,41	1,37	1,32
	% Carbonatos	10,46	11,26	10,78	13,42	12,86	7,60	9,24	8,47
IA	Media mm	0,26	0,28	0,31	0,27	0,25	0,29	0,25	0,25
	SD	1,48	1,56	1,65	1,47	1,41	1,59	1,44	1,33
	% Carbonatos	9,53	10,80	10,94	10,83	10,33	11,85	10,41	11,05
IB	Media mm	0,18	0,19	0,20	0,21	0,22	0,24	0,22	0,25
	SD	1,34	1,35	1,30	1,37	1,38	1,32	1,30	1,32
	% Carbonatos	14,93	12,54	9,79	10,88	9,39	8,05	7,04	10,45

Tabla 4.2.30. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de otoño en la ensenada de Los Lances.

En cuanto a la distribución longitudinal del sedimento, no se observa ningún patrón común para las tres zonas. Los mayores tamaños de grano de las muestras de playa seca se encuentran en el sector central de la playa, en cambio el tamaño de grano de las muestras de la zona intermareal alta presenta un valor relativamente constante con una ligera disminución del mismo hacia el sector distal, al contrario que las muestras del intermareal bajo, que presentan un ligero aumento del tamaño de grano hacia dicha zona (Figura 4.2.58. A). En lo que respecta a la clasificación, las muestras presentan valores relativamente constantes a lo largo de toda la playa, a excepción de las muestras de la playa seca, que presentan peores valores de clasificación en la zona central de la playa (Figura 4.2.58. B).

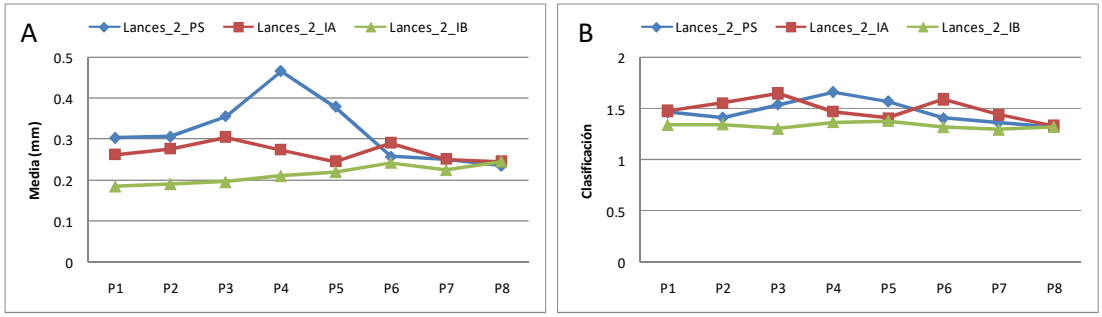


Figura 4.2.58. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño.

4.2.10.3. Variación longitudinal de la pendiente y las características del sedimento

Los resultados obtenidos durante la campaña de topografía y granulometría llevada a cabo en primavera se presentan en la figura 4.2.59. Se observa cómo los valores de máxima elevación se encuentran en la zona de sombra (perfiles 1, 2 y 3), disminuyendo su valor hacia la zona meridional de la playa (Figura 4.2.59. A). Este comportamiento es similar al experimentado por los valores de pendiente media, que como se observó en la tabla 4.2.28., también disminuyen su valor hacia la zona distal de la bahía. La tendencia en la distribución del tamaño de grano medio es similar, alcanzando los máximos valores de granulometría en la zona de sombra y disminuyendo hacia la zona distal. En este caso los valores de tamaño de grano medio se encuentran entre 411 y 239 micras. Por tanto, se observa una relación directa entre los valores de la pendiente media intermareal y el tamaño de grano medio de la playa.

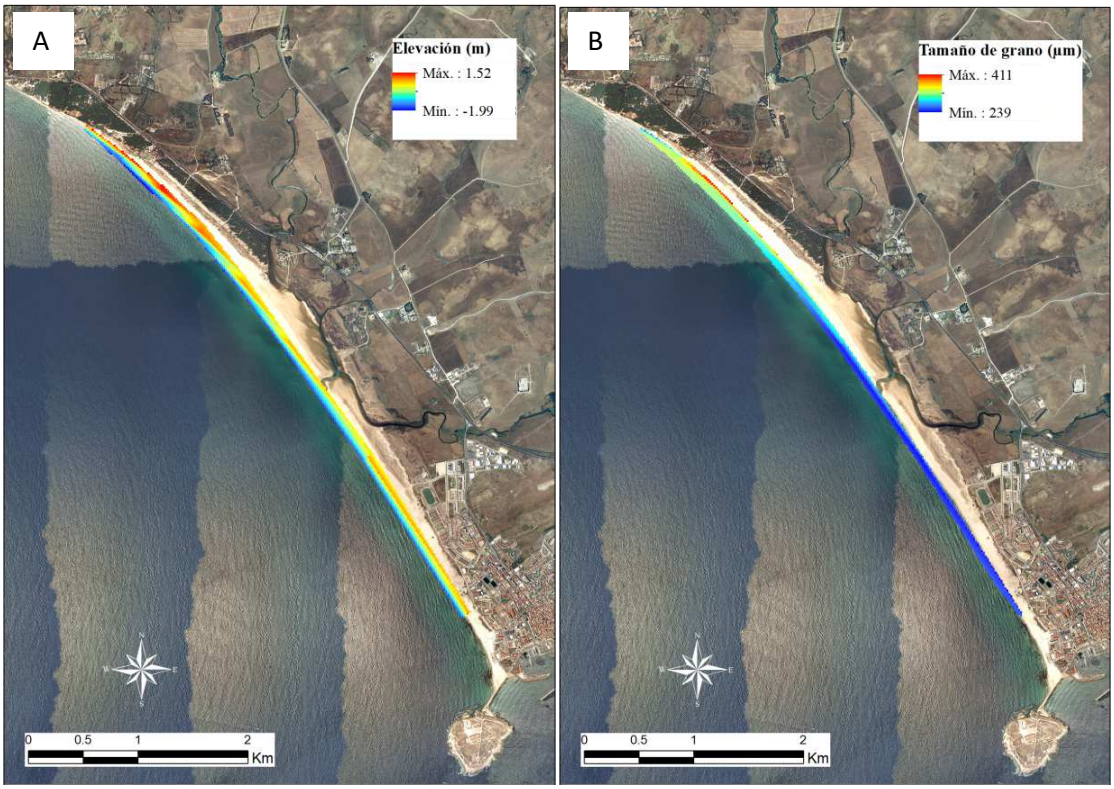


Figura 4.2.59. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de Los Lances durante la campaña de primavera. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

Los resultados obtenidos tras la campaña de otoño se muestran en la figura 4.2.60. Se observa cómo los valores de elevación de la playa disminuyen desde la zona de sombra hacia la zona distal (Figura 4.2.60. A), con un rango de elevación entre 1,25 y -2,13 metros. Al igual que en la campaña de primavera, las pendientes medias presentan el mismo comportamiento que los datos de elevación, disminuyendo su valor hacia la zona meridional de la playa (ver tabla 4.2.28.). En esta ocasión, los valores de tamaño de grano medio también disminuyen desde la zona de sombra hacia la zona distal, como se puede apreciar en la figura 4.2.60. B. En este caso el tamaño de grano medio se encuentra entre 462 y 184 micras. Al igual que en la campaña de primavera, se observa una relación directa entre tamaño de grano medio del sedimento y los valores de pendiente media de la playa.

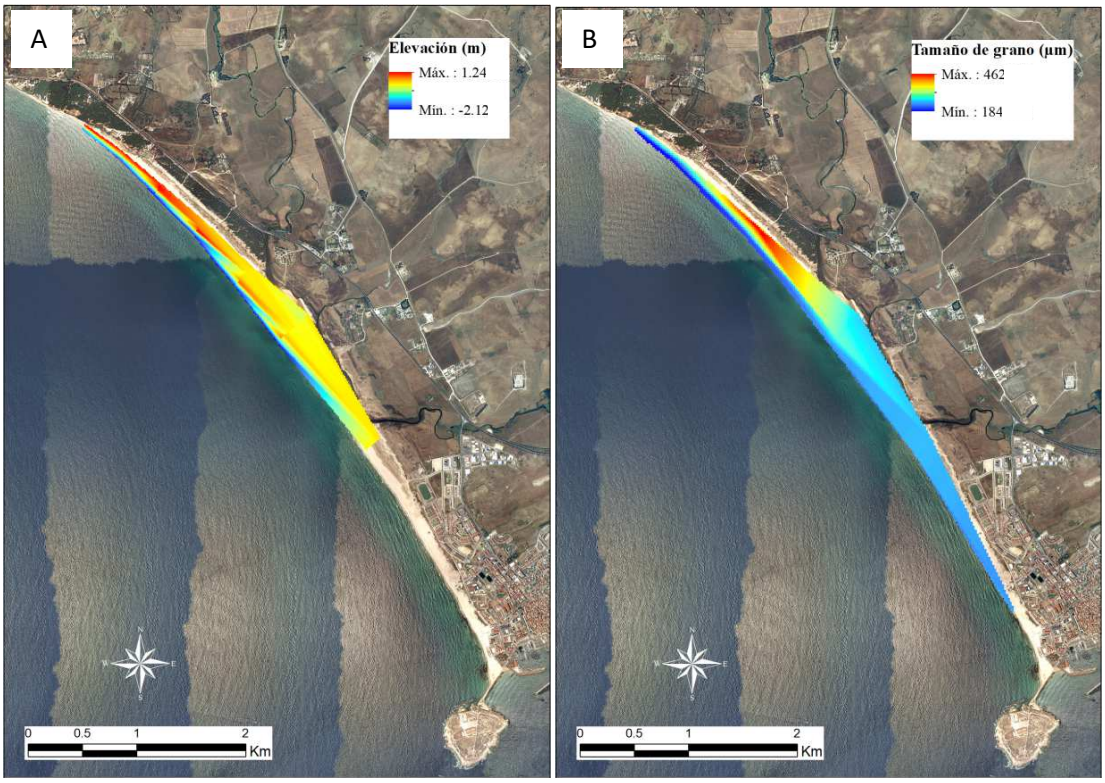


Figura 4.2.60. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de Los Lances durante la campaña de otoño. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

4.2.11. La Alcaidesa

4.2.11.1. Estudio topográfico

Las campañas de perfilamiento topográfico en la playa de La Alcaidesa se desarrollaron durante los días 23 de abril y 17 de septiembre. Al igual que en la mayoría de las playas de estudio, se establecieron 6 perfiles topográficos a lo largo de la playa (Figura 4.2.61.).

En la figura 4.2.62. A se muestran los perfiles obtenidos en la campaña de primavera. Se observa que los valores medios de la pendiente son notablemente superiores al de las playas estudiadas con anterioridad, ya que oscila entre 0,070 y 0,110 (Tabla 4.2.31.), clasificando la playa entre intermedia y reflectiva. Los valores medios de la pendiente van disminuyendo hacia la zona distal de la bahía en Z, encontrando los mayores valores en la zona de sombra. El promedio de las pendientes medias de la zona intermareal es de 0,092.

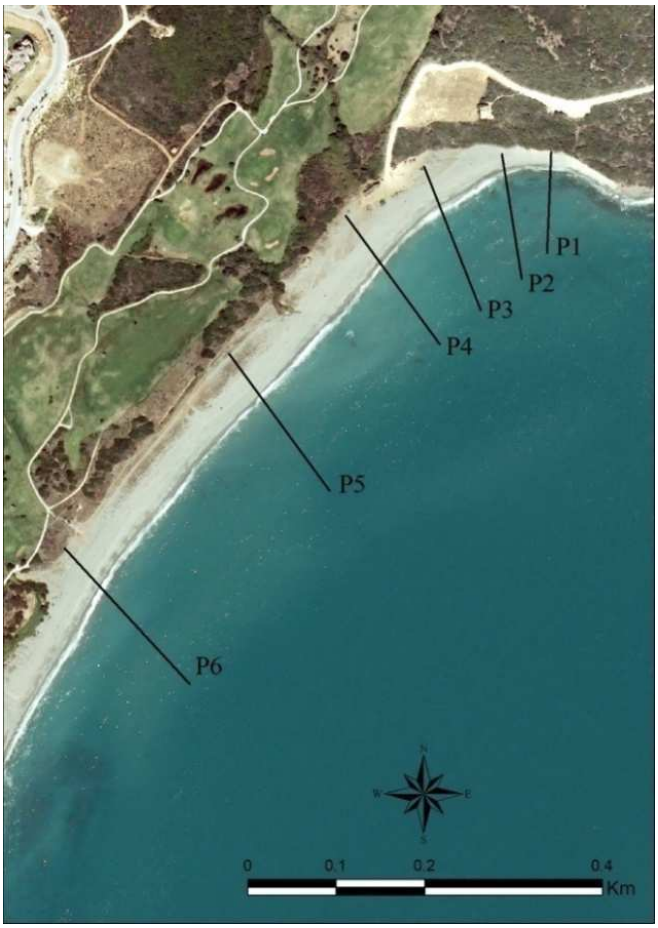


Figura 4.2.61. Distribución de los perfiles topográficos en la playa de La Alcaidesa sobre la ortofoto de 2008.

En cuanto a la campaña realizada en otoño, se muestran los perfiles obtenidos en la figura 4.2.62. B. En este caso los valores medios de la pendiente son ligeramente superiores a los de la campaña de primavera, oscilando entre 0,095 y 0,126 (Tabla 4.2.31.). Se observa que la tendencia es similar a los datos obtenidos en primavera, ya que la pendiente disminuye ligeramente a medida que aumenta la distancia a la zona de sombra. En esta ocasión, el promedio de las pendientes medias de la zona intermareal es de 0,108.

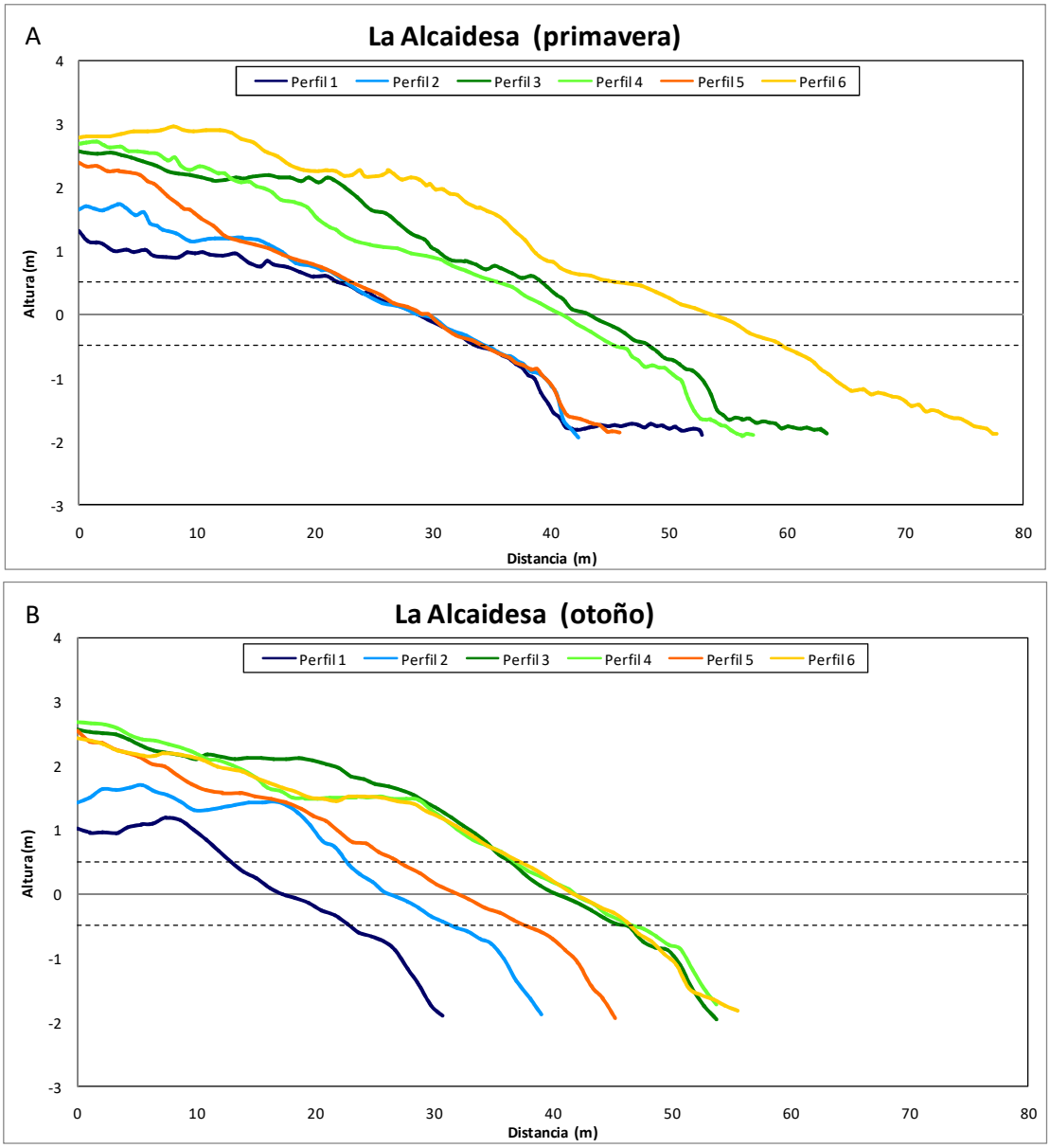


Figura 4.2.62. Representación de los perfiles topográficos de la playa de La Alcaidesa.

PERFILES	PENDIENTE MEDIA (tg β)	
	PRIMAVERA	OTOÑO
Perfil 1	0,110	0,109
Perfil 2	0,102	0,126
Perfil 3	0,091	0,105
Perfil 4	0,084	0,106
Perfil 5	0,097	0,104
Perfil 6	0,070	0,095

Tabla 4.2.31. Pendientes medias de la zona intermareal de la playa de La Alcaidesa.

4.2.11.2. Análisis de las características del sedimento

En la playa de La Alcaidesa se tomaron muestras de sedimento en seis perfiles distribuidos a lo largo de la bahía. El tamaño medio de las muestras de sedimento es de

0,57 mm, lo que se corresponde con un arena gruesa según la clasificación de Wentworth (1922) (Tabla 4.2.32). En la figura 4.2.63. A se observa cómo los menores tamaños de grano se encuentran en las muestras de playa seca, con un sedimento bien clasificado. En cuanto a las muestras de la zona intermareal, presentan valores de sedimento moderadamente clasificado. El contenido de carbonatos en este caso es muy inferior al de las playas de la vertiente atlántica, representando el 4% del total de la muestra y aumentando desde la playa seca hasta el intermareal bajo.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,36	0,40	0,39	0,36	0,41	0,40
	SD	1,33	1,36	1,37	1,40	1,48	1,40
	% Carbonatos	3,79	3,67	2,63	2,83	3,38	3,48
IA	Media mm	0,74	0,88	0,56	0,51	0,39	0,77
	SD	1,85	1,61	1,52	1,74	1,75	1,89
	% Carbonatos	4,08	3,75	3,54	3,78	3,83	3,38
IB	Media mm	0,57	0,69	1,01	0,47	0,55	0,71
	SD	1,63	1,70	1,37	1,72	1,90	1,85
	% Carbonatos	4,48	4,02	4,46	3,73	3,81	4,31

Tabla 4.2.32. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de primavera en la playa de La Alcaidesa.

Respecto a la distribución longitudinal del tamaño de grano, se observa en la figura 4.2.63. A que las muestras de la playa seca mantienen un valor relativamente constante a lo largo de toda la playa; en cambio las muestras del intermareal alto presentan mayores valores de tamaño de grano en la zona de sombra de la bahía y las muestras del intermareal alto registran los mayores tamaños de grano en la zona central de la playa. En cuanto a la clasificación del sedimento, se observa en la figura 4.2.63. B un ligero empeoramiento de la clasificación hacia la zona distal de la bahía.

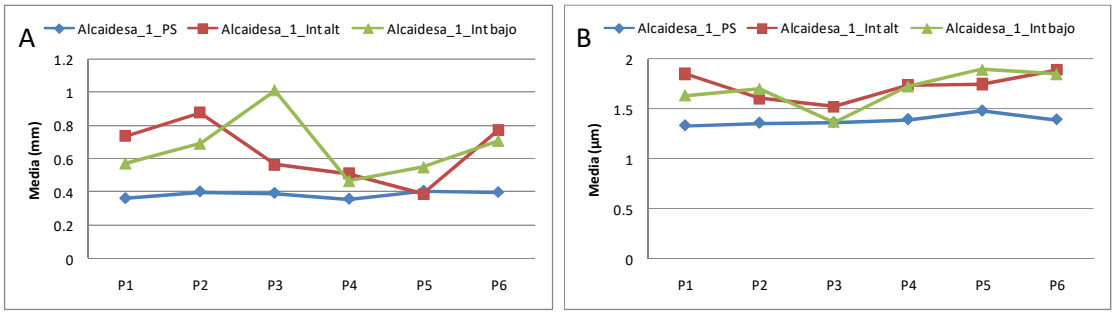


Figura 4.2.63. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles (P) y zonas de la playa (PS: playa seca; IA: Intermareal alto; IB: Intermareal bajo) en el muestreo de primavera. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de primavera.

El resultado de los análisis de sedimento de las muestras tomadas en la campaña de otoño se muestra en la tabla 4.2.33. En este caso el tamaño de grano medio de las muestras

es de arena gruesa, con un valor de 0,59 mm. En la figura 4.2.64. A se observa claramente cómo las muestras del intermareal bajo presentan valores de tamaño de grano mayores que las muestras de las otras dos zonas. En cuanto a la clasificación del sedimento, en las tres zonas analizadas el sedimento se encuentra moderadamente bien clasificado. El contenido medio de carbonatos en las muestras es igual al de la campaña de primavera, con un valor del 4 %, aumentando en la mayoría de los perfiles desde la playa seca hasta el intermareal bajo.

PERFILES		P1	P2	P3	P4	P5	P6
PS	Media mm	0,45	0,42	0,56	0,49	0,42	0,45
	SD	1,45	1,37	1,54	1,55	1,51	1,44
	% Carbonatos	3,38	2,79	3,96	3,46	3,54	3,49
IA	Media mm	0,51	0,46	0,58	0,37	0,41	0,35
	SD	1,63	1,62	1,62	1,50	1,66	1,47
	% Carbonatos	3,25	3,53	4,03	3,44	3,66	3,80
IB	Media mm	1,06	0,96	0,92	0,80	0,71	0,63
	SD	1,34	1,51	1,52	1,71	1,97	1,72
	% Carbonatos	3,59	4,80	3,91	3,65	3,52	3,99

Tabla 4.2.33. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de otoño en la playa de La Alcaidesa.

En la figura 4.2.64. A se observa una tendencia clara de las muestras tomadas en el intermareal bajo, disminuyendo el tamaño del sedimento a medida que se aleja de la zona de sombra de la bahía. En cuanto a las muestras de la playa seca y del intermareal alto, no presentan una tendencia tan clara, aunque también se observa una ligera disminución del tamaño de grano hacia el sector distal de la bahía. En lo que respecta a la clasificación del sedimento, las muestras de la playa seca mantienen valores relativamente constante a lo largo de toda la playa, en cambio las muestras de la zona intermareal presentan un sedimento peor clasificado a medida que aumenta la distancia a la zona de sombra de la bahía (Figura 4.2.64. B).

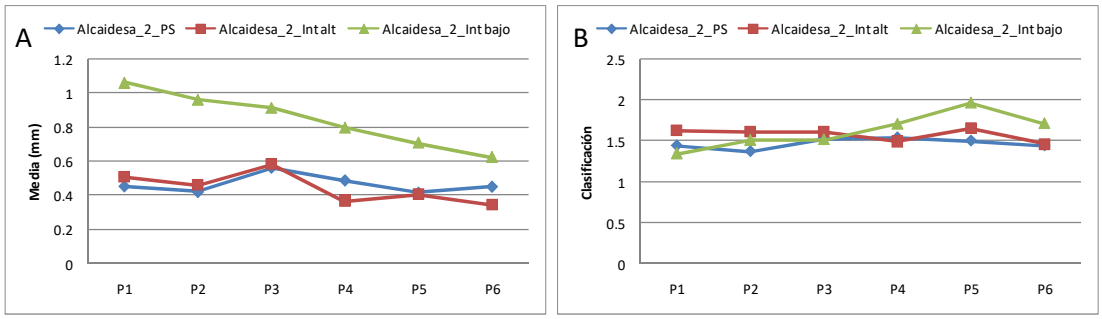


Figura 4.2.64. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño.

4.2.11.3. Variación longitudinal de la pendiente y las características del sedimento

Los resultados obtenidos tras la campaña de topografía y granulometría realizada en primavera se muestran en la figura 4.2.65. Se observa en la figura 4.2.65. A cómo los datos de elevación de la playa son muy homogéneos a lo largo de todos los perfiles, pero se aprecia un ligero aumento en la zona de sombra de la bahía, con un máximo de elevación de 2,85 metros registrado en el perfil 3. En este caso, elevación y pendiente presentan una relación directa, disminuyendo ambos parámetros desde la zona de sombra hacia la zona distal, tal como se observó en la tabla 4.2.31. Respecto a la distribución del tamaño de grano medio del sedimento en la playa, se observa en la figura 4.2.65. B que los máximos valores de tamaño de grano se registran en la zona de sombra, con un valor máximo de 1011 micras. En este caso elevación, pendiente y tamaño de grano presentan una relación directa, disminuyendo los tres parámetros hacia la zona distal de la bahía en Z.

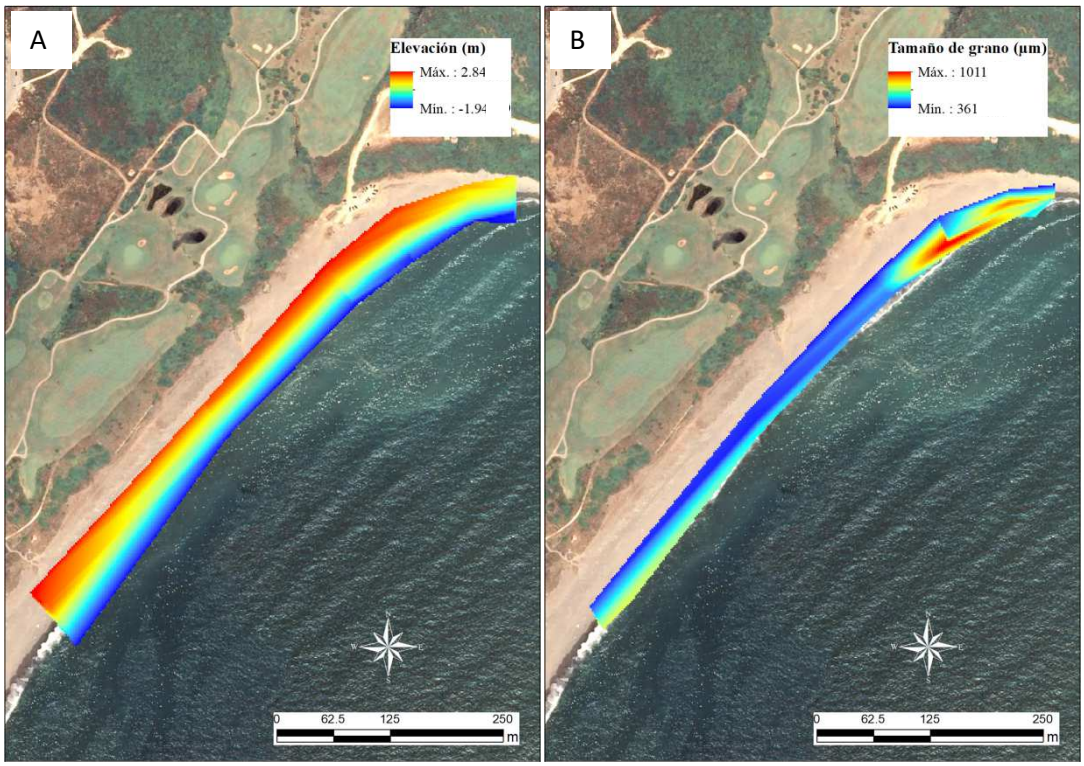


Figura 4.2.65. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de La Alcaidesa durante la campaña de primavera. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

En cuanto a los resultados de la campaña de otoño, presentan una tendencia similar a los datos de la campaña de primavera. Como se observa en la figura 4.2.66. A, los valores de topografía son bastante homogéneos en todos los perfiles, pero al igual que en la campaña de primavera, los máximos valores de elevación se registran en la zona de sombra, con un valor de 2,65 metros. Tal como se recogió en la tabla 4.2.42., los datos de pendiente media intermareal presentan un comportamiento similar, disminuyendo su valor

desde la zona de sombra hacia la zona distal de la bahía. Respecto a los datos de tamaño medio del sedimento, se aprecia en la figura 4.2.66. B cómo los máximos valores se encuentran en la zona de sombra, disminuyendo al alejarse de ésta. En esta ocasión los valores de tamaño de grano oscilan entre 1062 y 349 micras. Al igual que en la campaña de primavera, los tres parámetros estudiados muestran una relación directa, disminuyendo los tres al alejarse de la zona de sombra.

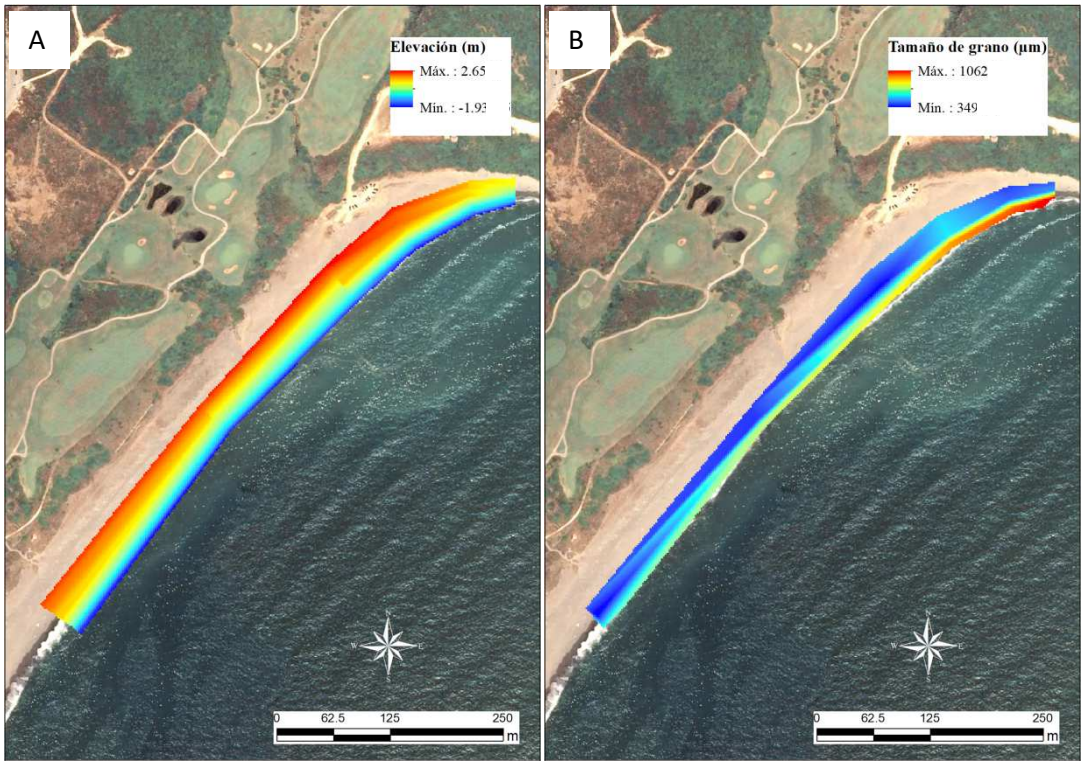


Figura 4.2.66. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de La Alcaidesa durante la campaña de otoño. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

4.2.12. Sotogrande

4.2.12.1. Estudio topográfico

Las campañas de perfilamiento topográfico en la playa de Sotogrande se llevaron a cabo los días 27 de abril y 17 de septiembre. Como en la mayoría de las playas, se planificaron 6 perfiles topográficos utilizando la ortofoto de 2008 para definir dichos perfiles (Figura 4.2.67. A). Estando in situ, se comprobó que la erosión de la playa había sido tal, que fue imposible topografiar los perfiles 5 y 6 (Figura 4.2.67. B). Por lo tanto, en este caso, solo se cuenta con la información de los cuatro primeros perfiles para evaluar la topografía de la playa.

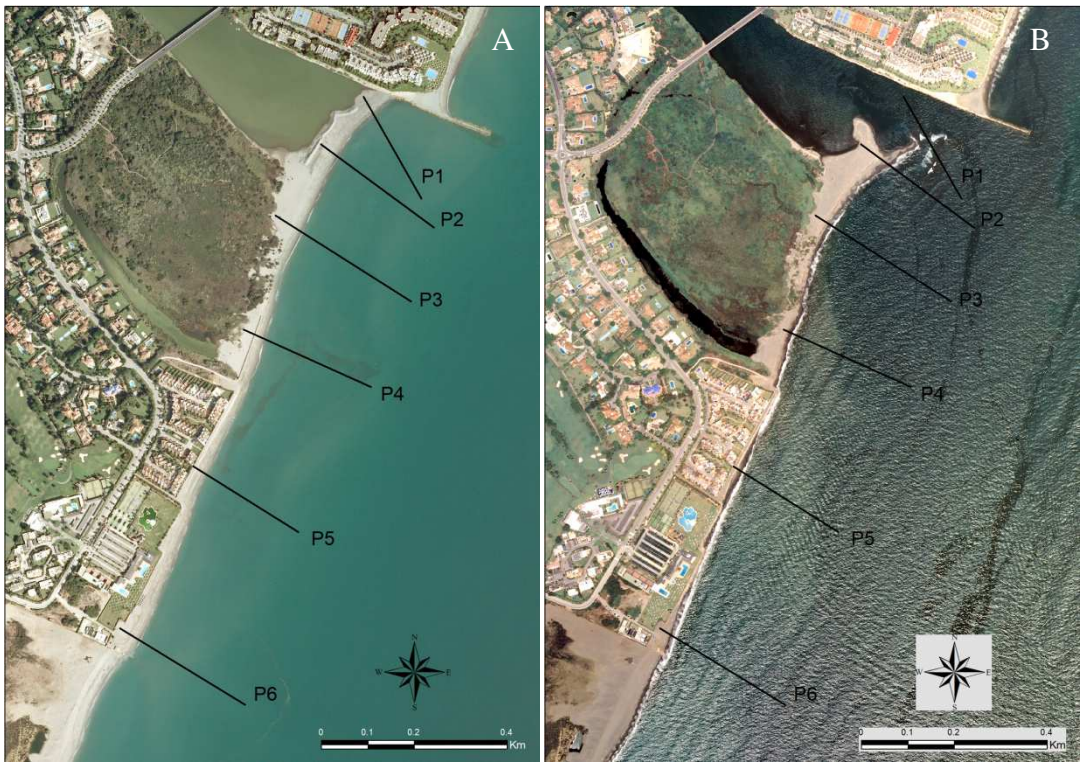


Figura 4.2.67. A. Ortofoto de 2008 sobre la que se planificaron los perfiles a topografiar en la playa de Sotogrande. B. Ortofoto de 2010 donde se observa la erosión de la playa sobre los perfiles 1, 5 y 6.

Los perfiles topográficos obtenidos durante la campaña de primavera están representados en la figura 4.2.68. A. Se observa cómo el perfil 1 que se encuentra en la desembocadura del río Guadiaro, queda completamente sumergido durante la pleamar. En la tabla 4.2.34. se aprecia que los cuatro perfiles presentan una pendiente muy similar. A excepción del perfil 1, los demás perfiles muestran un ligero descenso a medida que aumenta la distancia a la zona de sombra. Los valores de pendiente se encuentran entre 0,070 y 0,098, presentando todos los perfiles una morfología intermedia. El promedio de las pendientes medias de la zona intermareal es de 0,080.

En la figura 4.2.68. B se presentan los resultados obtenidos durante la campaña de otoño. Al igual que en la campaña de primavera, el perfil 1 queda prácticamente sumergido durante la pleamar, aunque en este caso los datos de pendiente son ligeramente mayores para todos los perfiles (Tabla 4.2.34.). Del mismo modo que en primavera, se observa un ligero descenso de los valores de pendiente a medida que aumenta la distancia a la zona de sombra, a excepción del perfil 1, como ocurría en la campaña anterior. En este caso, los valores de pendiente oscilan entre 0,087 y 0,119, presentando morfología entre intermedia y reflectiva según la clasificación de Short (1979). En cuanto al promedio de las pendientes, en esta ocasión es de 0,103.

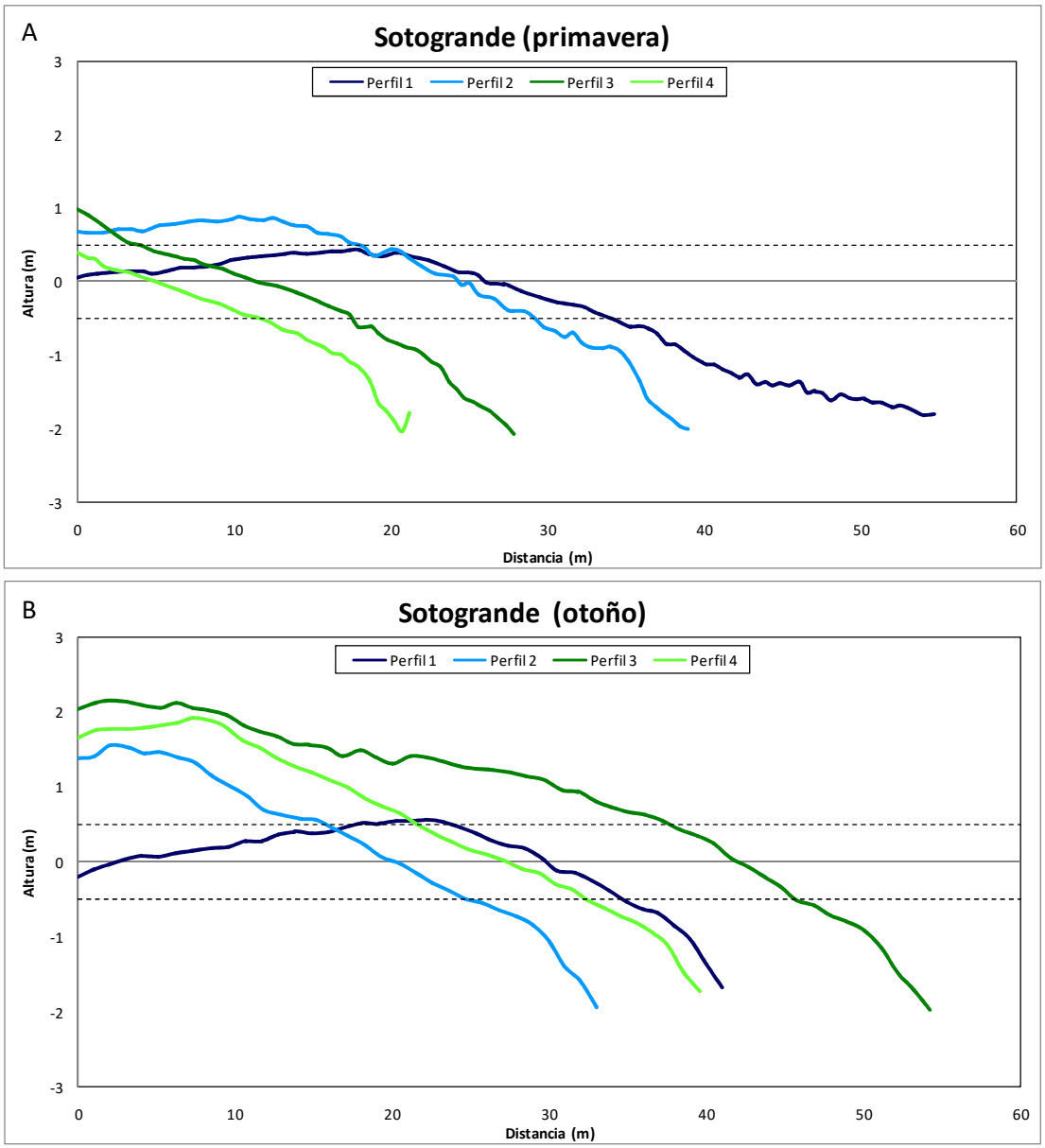


Figura 4.2.68. Representación de los perfiles topográficos de la playa de Sotogrande.

PERFILES	PENDIENTE MEDIA (tg β)	
	PRIMAVERA	OTOÑO
Perfil 1	0,070	0,093
Perfil 2	0,098	0,119
Perfil 3	0,080	0,111
Perfil 4	0,070	0,087

Tabla 4.2.34. Pendientes medias de la zona intermareal de la playa de Sotogrande.

4.2.12.2. Análisis de las características del sedimento

En la playa de Sotogrande, como se comentó anteriormente, tan solo se pudieron tomar muestras de sedimento en cuatro perfiles, debido a la erosión de la zona de playa donde se habían planificado los otros dos. En la tabla 4.2.35. se muestra el resultado del

análisis de dichas muestras. En este caso el tamaño medio del sedimento analizado es de 0,84 mm, arena gruesa según la clasificación de Wentworth (1922). Respecto a la variación del tamaño de grano a lo largo del perfil, en la figura 4.2.69. A se observa que en los perfiles 1 y 2 el tamaño de grano aumenta desde la playa seca hacia la zona intermareal, en cambio para los perfiles 3 y 4 no se observa ningún patrón claro. En cuanto a la clasificación del sedimento, se encuentra moderadamente bien clasificado en la playa seca, bien clasificado en el intermareal alto y en el límite entre bien y moderadamente bien clasificado en el intermaral bajo. El contenido de carbonatos, al igual que en la playa de La Alcaidesa, es del 4%, aunque en este caso no se observa ningún patrón de distribución.

PERFILES		P1	P2	P3	P4
PS	Media mm	0,74	0,84	1,18	0,43
	SD	1,60	1,47	1,11	1,64
	% Carbonatos	4,00	3,60	3,32	1,82
IA	Media mm	0,79	0,88	0,58	1,18
	SD	1,40	1,39	1,22	1,11
	% Carbonatos	3,85	3,26	3,79	3,12
IB	Media mm	0,91	1,00	0,69	0,82
	SD	1,39	1,28	1,33	1,65
	% Carbonatos	4,94	5,78	3,77	3,38

Tabla 4.2.35. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de primavera en la playa de Sotogrande.

Respecto a la distribución longitudinal del sedimento, en la playa seca los mayores tamaños de grano se encuentran en los perfiles centrales, en cambio en la zona intermareal no existe una tendencia clara (Figura 4.2.69. A). En cuanto a la clasificación del sedimento, las muestras de la playa seca y del intermareal bajo presentan mejor clasificación en los perfiles centrales, en cambio el sedimento del intermareal alto presenta una peor clasificación a medida que aumenta la distancia a la zona de sombra de la bahía (perfil 1) (Figura 4.2.69. B).

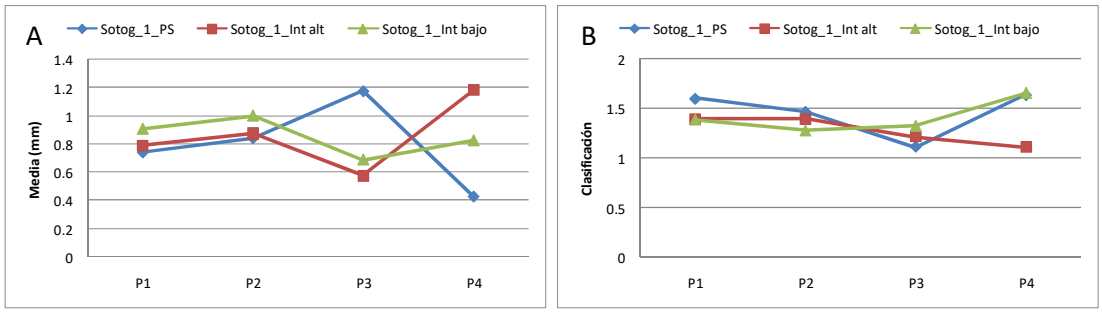


Figura 4.2.69. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles (P) y zonas de la playa (PS: playa seca; IA: Intermareal alto; IB: Intermareal bajo) en el muestreo de primavera. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de primavera.

En lo que se refiere a las muestras tomadas durante la campaña de otoño, el resultado de los análisis realizados se muestra en la tabla 4.2.36. En este caso el tamaño de grano medio es de arena gruesa, con un valor de 0,84 mm. En la figura 4.2.70. A se observa que el tamaño de grano del sedimento disminuye hacia la playa seca. Respecto a la clasificación del sedimento, éste se encuentra bien clasificado en la playa seca y en el intermareal alto y en el límite entre bien y moderadamente bien clasificado en el intermareal bajo. El contenido medio de carbonatos de las muestras es del 4% y, al igual que en la campaña de primavera, no se observa ningún patrón en su distribución.

PERFILES		P1	P2	P3	P4
PS	Media mm	1,02	0,51	0,72	0,35
	SD	1,31	1,42	1,40	1,44
	% Carbonatos	4,29	4,06	4,49	2,44
IA	Media mm	0,93	0,99	1,18	0,60
	SD	1,42	1,39	1,11	1,64
	% Carbonatos	3,95	4,13	3,33	5,99
IB	Media mm	0,99	0,85	1,17	0,72
	SD	1,38	1,49	1,12	1,64
	% Carbonatos	4,81	3,57	3,17	4,26

Tabla 4.2.36. Valores de las características del sedimento de las muestras tomadas en la campaña de otoño en la playa de Sotogrande.

En cuanto a la distribución longitudinal del sedimento, se observa en la figura 4.2.70. A cómo los mayores tamaños de grano de la zona intermareal se encuentran en los perfiles centrales, en cambio en la playa seca el tamaño de grano disminuye a medida que aumenta la distancia a la zona de sombra. En este caso los valores de clasificación del sedimento se mantienen constantes para las muestras de la playa seca y presentan una mejor clasificación del sedimento de la zona intermareal en el perfil 3 (Figura 4.2.70. B).

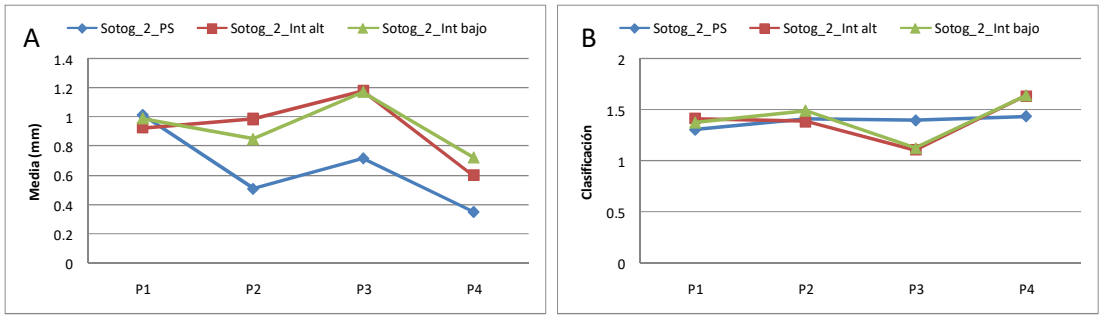


Figura 4.2.70. A: Representación del tamaño de grano de las muestras en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño. B: Representación de la clasificación de las muestras de sedimento en los distintos perfiles y zonas de la playa en el muestreo de otoño.

4.2.12.3. Variación longitudinal de la pendiente y las características del sedimento

Los resultados obtenidos durante la campaña de perfilamiento topográfico y granulometría realizada en primavera se muestran en la figura 4.2.71. Se observa cómo los valores de elevación son mayores en los perfiles de la zona de sombra, disminuyendo al alejarse de ella (Figura 4.2.71. A). Como se observó en la tabla 4.2.34., los valores de pendiente media presentan un resultado muy similar, pero se aprecia una ligera disminución a medida que aumenta la distancia a la zona de sombra, mostrando un comportamiento similar a la elevación. Respecto a la distribución del tamaño de grano medio, se observa en la figura 4.2.71. B que los máximos valores se alcanzan en la zona central de la playa, en torno a los perfiles 2 y 3, disminuyendo levemente hacia los extremos. En este caso los valores de tamaño de grano medio se encuentran entre 1169 y 435 micras.

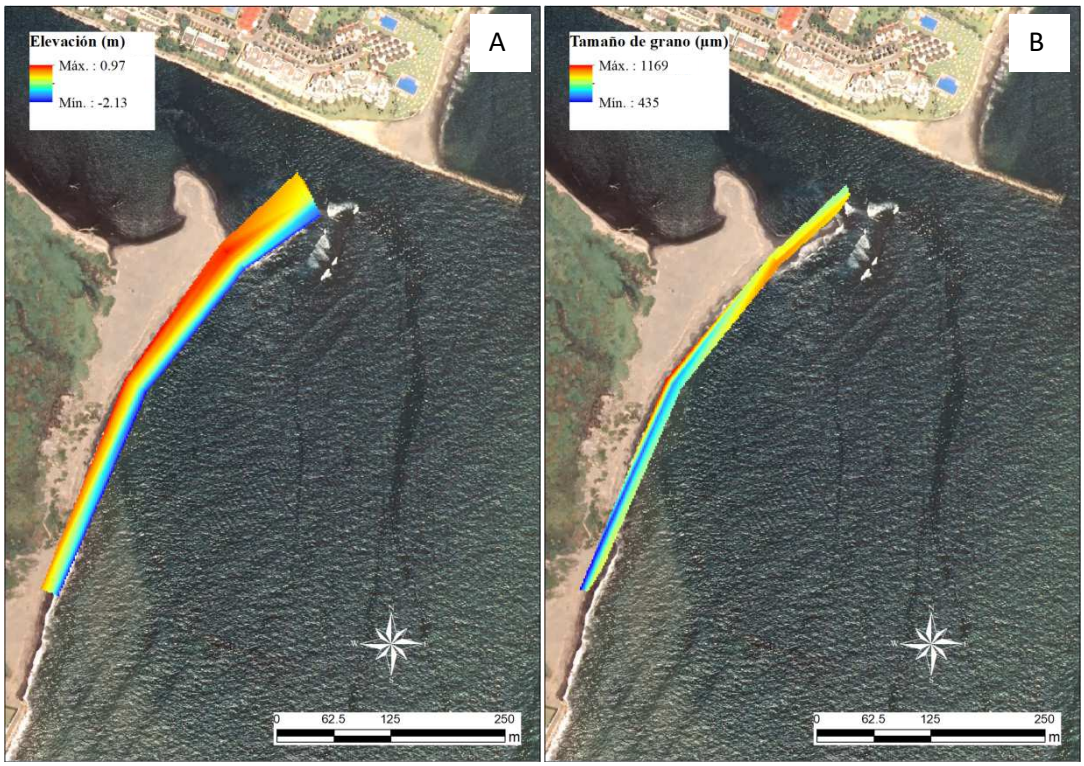


Figura 4.2.71. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de Sotogrande durante la campaña de primavera. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

Los resultados de la campaña de otoño se muestran en la figura 4.2.72. En esta ocasión los mayores valores de pendiente se registran en la zona central, con un máximo de 2,11 metros (Figura 4.2.72. A). En cambio, la pendiente media no presenta el mismo comportamiento. Como se observó en la tabla 4.2.34., se aprecia una ligera disminución de las pendientes a medida que aumenta la distancia a la zona de sombra, a excepción del perfil 1. En cuanto a los datos de tamaño de grano medio, se puede ver en la

figura 4.2.72. B cómo los máximos valores se registran en el intermareal de la zona central. Con un valor máximo de 1181 micras, presenta la misma tendencia que en la campaña de primavera.

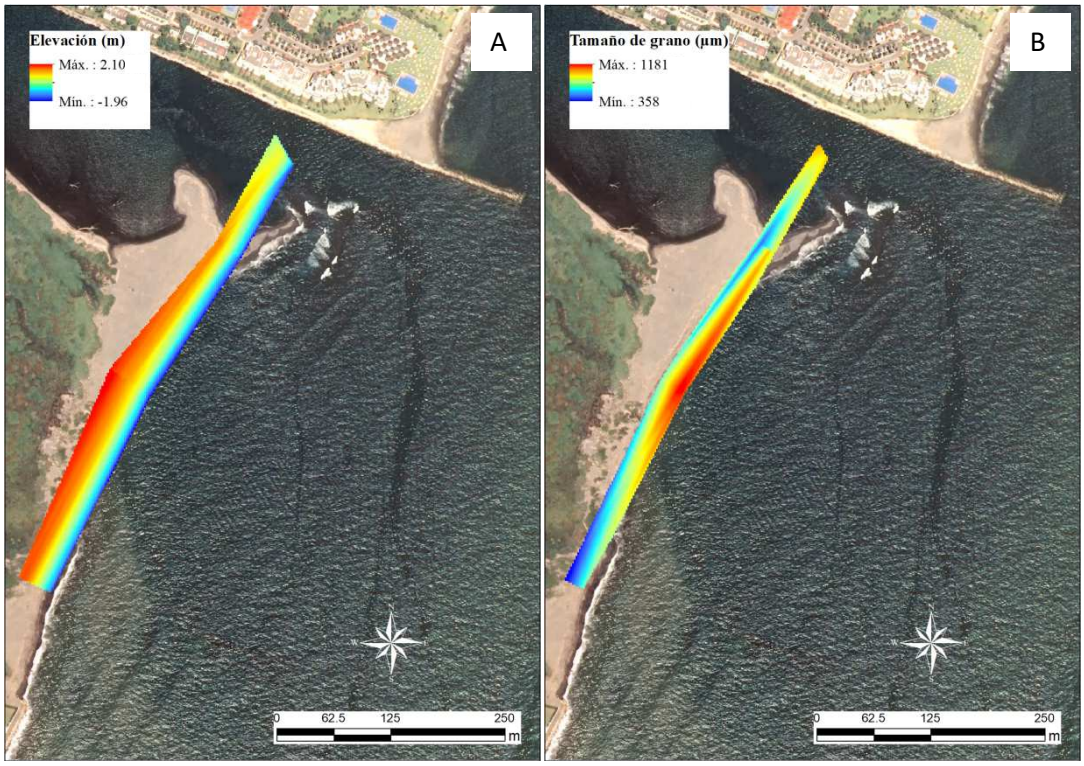


Figura 4.2.72. A: Imagen ráster de la topografía de la playa de Sotogrande durante la campaña de otoño. B: Imagen ráster de la distribución del tamaño de grano durante la misma campaña.

4.3. EVOLUCIÓN RECIENTE

En este apartado se describen los resultados obtenidos sobre la evolución reciente de las doce bahías en Z estudiadas a partir de la aplicación de la metodología detallada en el apartado 3.3 del capítulo anterior. Se ha dividido en doce apartados, uno por cada playa estudiada.

4.3.1. Fuentebravía

Esta playa, de unos 700 metros de longitud se encuentra respaldada por asentamientos humanos. La trasplaya se encuentra ocupada por viviendas y otras estructuras antrópicas, por lo que el único indicador de línea de costa empleado ha sido la marca de agua de la línea de pleamares o HWL (*High Water Line*). En este caso no se ha podido utilizar la ortofoto de 1997 debido a que la zona se encuentra censurada en la imagen por su proximidad a la Base Aeronaval de Rota.

- Marca de agua

En la figura 4.3.1. se muestran las tasas de variación de la HWL mediante la aplicación de los distintos métodos estadísticos utilizados. Como en el resto de playas, los transectos tienen una separación entre sí de 20 metros y siempre se han establecido desde la zona de la sombra de la bahía en Z hacia la zona distal.

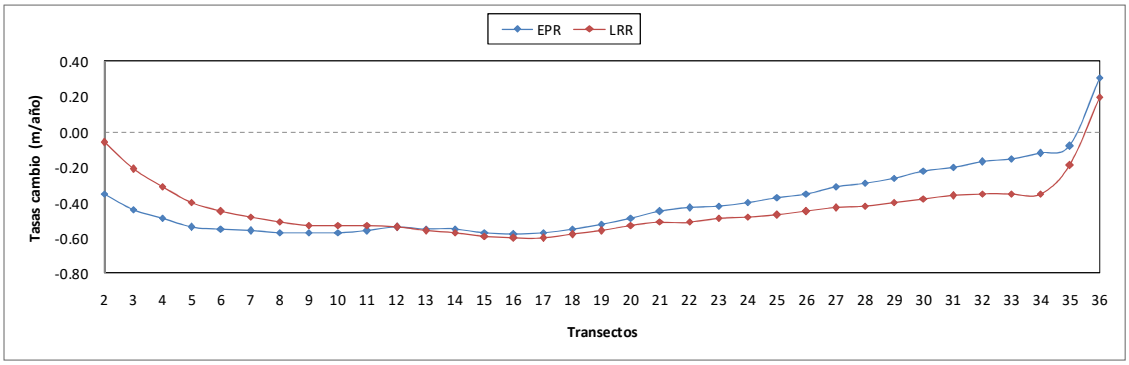


Figura 4.3.1. Tasas de variación longitudinal de la HWL en la playa de Fuentebravía calculadas por los dos métodos.

Se observa que los dos métodos muestran resultados muy parecidos en la zona central y difieren en los extremos de la playa. La regresión lineal (LRR) muestra un resultado satisfactorio, ya que más del 68% de los transectos muestran un coeficiente de correlación (R^2) superior a 0,5. Se aprecia una tendencia erosiva a lo largo de toda la playa, sobretodo en la zona norte y central de la misma, alcanzando una tasa de erosión máxima de -0,6 m/año. La magnitud del retroceso disminuye hacia el Sur, presentando acreción en el transecto más cercano a Punta Bermeja, el extremo sur de la playa. El retroceso en la zona norte supera los 30 metros (Figura 4.3.2. A), registrado en el período 1956-1977. En la zona central se observan los mayores cambios en el movimiento neto de la costa (Figura 4.3.2. B), alcanzando un valor máximo de más de 43 metros. Estos cambios no han sido continuos en el tiempo, alternándose erosión y acreción durante el periodo de estudio. Durante el periodo 1977-1984 se observa una leve erosión en la zona central, posteriormente, entre 1984 y 1998 se registra una erosión general de toda la playa que ocasionó un retroceso de la línea de costa de casi 10 metros. Entre 1998 y 2001 se observa un avance de la línea de costa de casi 8 metros en toda la zona, al que le sigue un retroceso mayor a 10 metros entre los años 2001 y 2004. En los siguientes dos años se produce un nuevo avance de la línea de costa de casi 8 metros y posteriormente, hasta 2008 se observa estabilidad a excepción del sector meridional, donde se produce erosión. Entre 2008 y 2010 se vuelve a observar un nuevo retroceso de la línea de costa de cerca de 9 metros, seguido de un periodo de estabilidad entre 2010 y 2013, a excepción de la zona norte que

sufre un retroceso de aproximadamente 6 metros. Entre 2013 y 2016 se observa un gran avance de la línea de costa en toda la zona, sobre todo en el sector meridional, donde se observa un avance de la línea de costa de aproximadamente 12 metros.

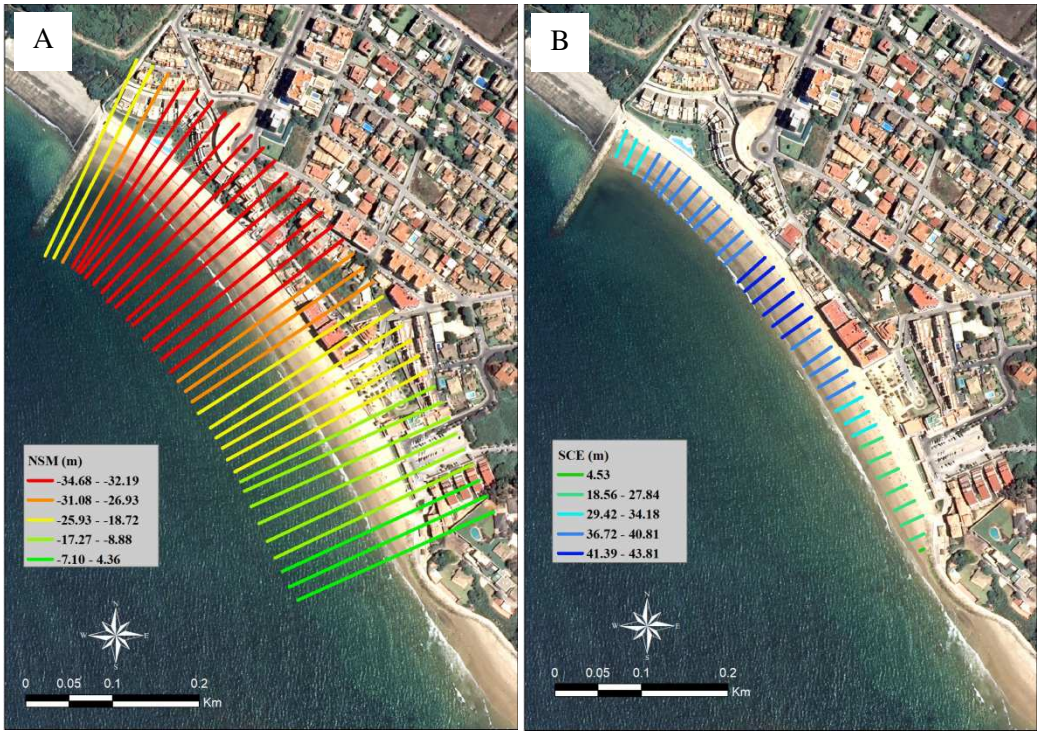


Figura 4.3.2. A: NSM (Net Shoreline Movement) en la playa de Fuentebravía, B: SCE (Shoreline Change Envelope) en la playa de Fuentebravía, la longitud de los transectos es proporcional al movimiento de la línea de costa.

4.3.2. Santa Catalina

En esta playa, de unos 3 km de longitud, se han empleado como indicadores de la línea de costa la marca de agua, el pie de duna y el pie del acantilado. Al igual que en la playa de Fuentebravía, la ortofoto de 1997 presenta una zona censurada, en este caso afecta a la zona norte de la playa, entre los transectos 1 y 34.

- Marca de agua

En la figura 4.3.3. se muestran las tasas de variación de la HWL mediante la aplicación de los distintos métodos estadísticos utilizados. Se aprecia cómo la tasa de punto final (EPR) tiende a magnificar la erosión en las zonas norte y sur de la playa. En cuanto a la regresión lineal, no muestra un ajuste satisfactorio, ya que más del 80% de los transectos muestran un valor de coeficiente de regresión inferior a 0,5.

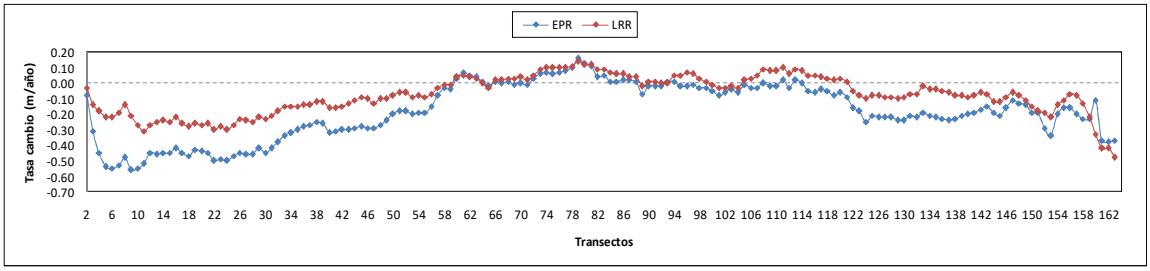


Figura 4.3.3. Tasas de variación longitudinal de la HWL en la playa de Santa Catalina calculadas por los dos métodos.

Se observa cómo la zona central de la playa se ha mantenido relativamente estable, incluso se aprecia una leve acreción. Por el contrario, la parte norte de la playa presenta una tasa máxima de retroceso de -0,56 m/año. El sector septentrional de la playa ha experimentado un retroceso máximo de 33 metros (Figura 4.3.4. A) y un movimiento máximo de la línea de costa de 39 metros (Figura 4.3.4. B). En cambio, la zona central se ha mantenido relativamente estable, presentando una acreción máxima de 9 metros. En cuanto a la zona meridional de la playa, cercana a la punta de Santa Catalina, ha experimentado un leve retroceso. Los mayores cambios en la zona se produjeron desde 1956 hasta finales de los 90 del siglo pasado, destacando el periodo 1956-1977 con un retroceso de la línea de costa de casi 22 metros y el periodo 1984-1997, donde el retroceso fue mayor a 45 metros. Desde entonces la línea de costa se ha mantenido prácticamente estable, con pequeñas fluctuaciones.

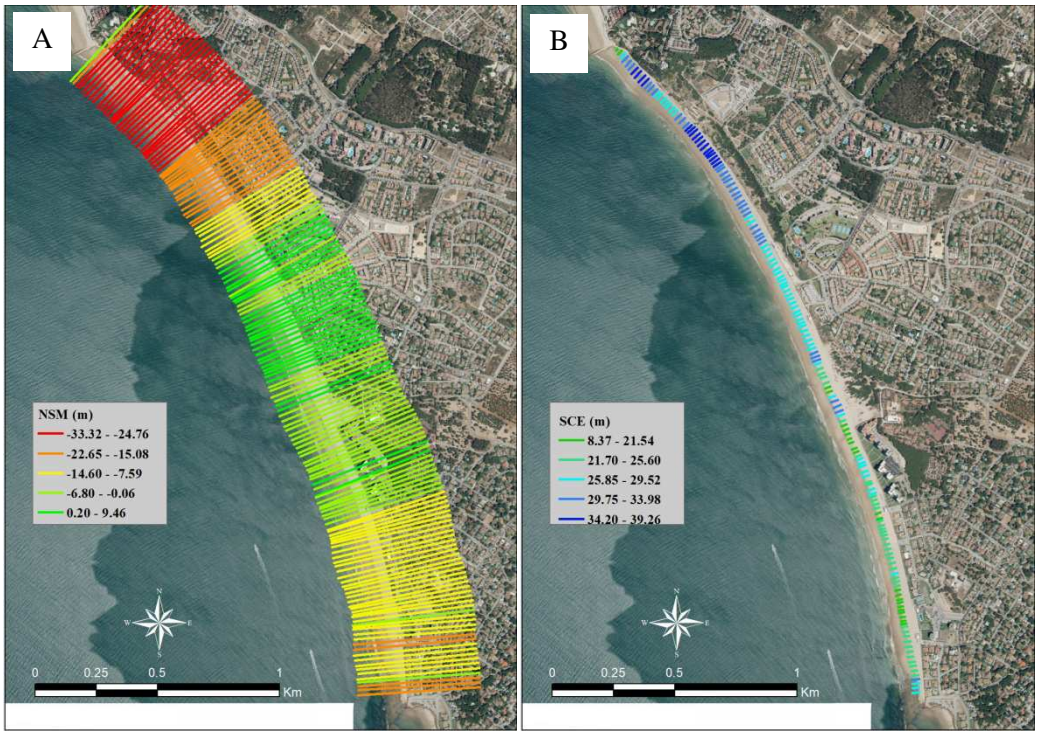


Figura 4.3.4. A: NSM (Net Shoreline Movement) de la HWL en la playa de Santa Catalina, B: SCE (Shoreline Change Envelope) de la HWL en la playa de Santa Catalina.

- Pie de duna

En la figura 4.3.5. se muestran las variaciones para el pie de duna de la zona central de la playa de Santa Catalina. Como se comentó en el capítulo 2.5.1., la mayor parte de la playa está confinada hacia tierra por paseos marítimos, edificaciones y muros de contención instalados sobre antiguos cordones dunares o al pie del acantilado, construidos principalmente durante los años 60-70. Apenas una pequeña porción de 500 metros de longitud, en el sector central de la playa, conserva una trasplaya natural. El acantilado de la zona norte presenta un muro de contención en su base y la zona sur de la playa se encuentra urbanizada. Por lo tanto, las variaciones en estas zonas carecerán de sentido real, ya que se deben a cambios antrópicos en la línea de costa.

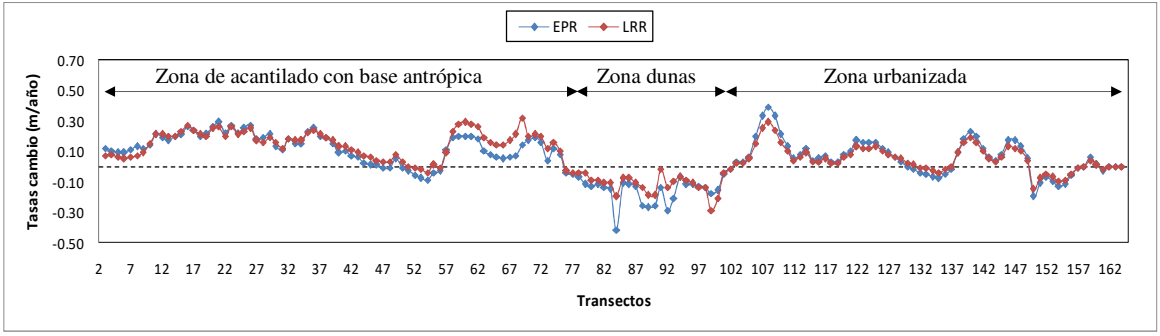


Figura 4.3.5. Tasas de variación longitudinal del pie de duna en la playa de Santa Catalina calculadas por los dos métodos.

Se observa en la Figura 4.3.5. que los dos estadísticos muestran resultados muy parecidos. En este caso, al contrario que la HWL, el resultado de la regresión lineal se puede considerar satisfactorio, ya que el coeficiente de correlación medio es de 0,5 y más del 67% de los transectos muestran un R^2 superior a 0,5. A simple vista podría parecer que la playa, en general, ha sufrido acreción. Pero este resultado no es real, ya que como se ha indicado anteriormente, la mayor parte de la línea de costa ha sido modificada con estructuras antrópicas situadas en una posición adelantada a la línea de costa original, siendo la única zona de trasplaya natural la situada entre los transectos 76 y 101 aproximadamente. En esta zona de dunas se ha producido un retroceso medio de -0,15 m/año, con una distancia máxima de retroceso de 25 metros (Figura 4.3.6. A). El movimiento total de la línea de costa alcanza los 40 metros en áreas puntuales de esta zona (Figura 4.3.6. B).

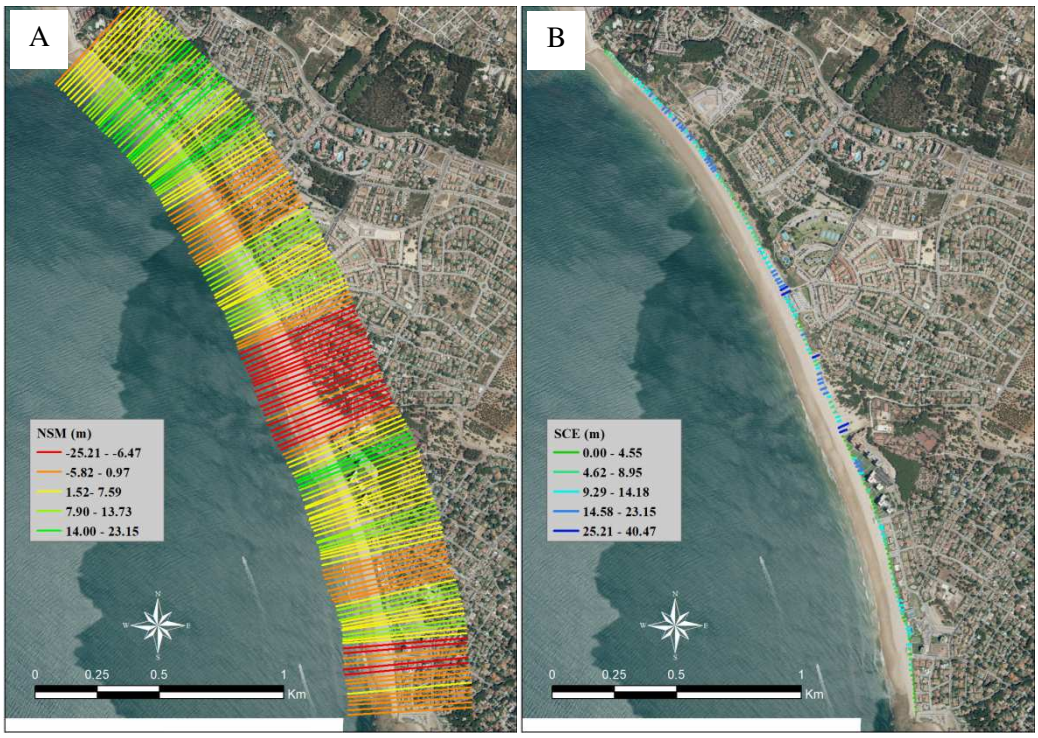


Figura 4.3.6. A: NSM (Net Shoreline Movement) del pie de duna en la playa de Santa Catalina, B: SCE (Shoreline Change Envelope) del pie de duna en la playa de Santa Catalina.

En el Norte, entre los transectos 46 y 67, el acantilado presenta una erosión media de -0,11 m/año en el período 1956-1984. En el resto de la playa no es posible evaluar las tendencias de la línea de costa debido a diferentes estructuras antrópicas. En la zona norte aparecen muros de contención y escolleras al pie del acantilado y en la zona sur (a partir del transecto 101) aparecen urbanizaciones y un paseo marítimo construidos sobre las antiguas dunas.

4.3.3. Valdelagrana

Para establecer la evolución de esta playa, se han utilizado como indicadores de la posición de la línea de costa la marca de agua (HWL) y el pie de duna. A continuación se muestran los resultados obtenidos.

- Marca de agua

En la figura 4.3.7. se muestran las tasas de variación de la HWL en la playa de Valdelagrana calculadas con los dos métodos estadísticos utilizados. Se observa cómo ambos métodos presentan un resultado muy similar, a excepción de las zonas en las que los cambios han sido mayores. Este caso la regresión lineal muestra un ajuste relativamente apropiado, con más del 45% de los transectos con un coeficiente de correlación superior a 0,5.

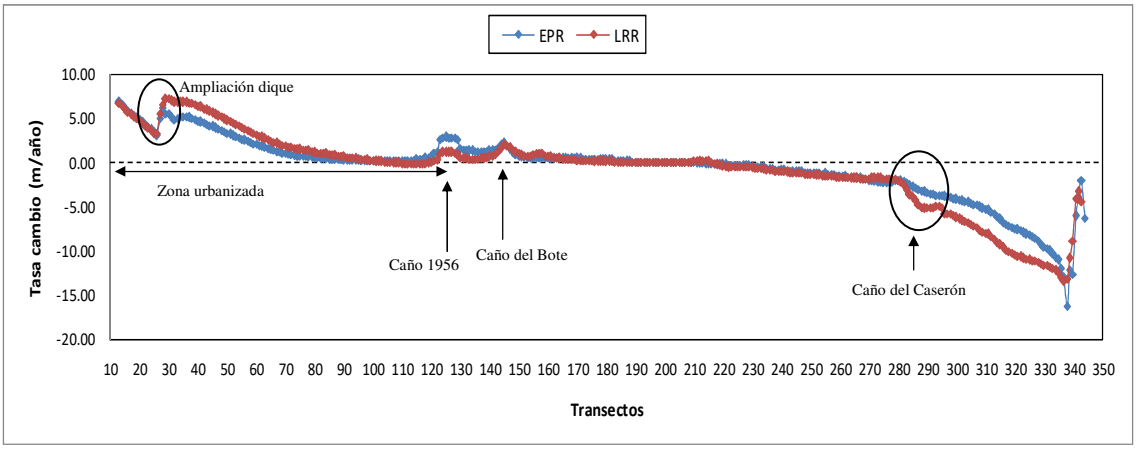


Figura 4.3.7. Tasas de variación longitudinal de la HWL en la playa de Valdelagrana calculadas por los dos métodos.

Se pueden ver grandes diferencias en la evolución de las distintas zonas de la playa. La zona norte se caracteriza por unos altos valores de acreción, la zona central se mantiene relativamente estable y la zona sur destaca por una fuerte erosión, registrando los máximos valores de retroceso de la línea de costa de todas las bahías en Z estudiadas.

El sector norte de la playa ha sufrido importantes cambios durante los sesenta años de estudio, provocados principalmente por la urbanización de la zona y la construcción del dique en la desembocadura del río Guadalete en el año 1971 (Zazo, 1989). La tasa media de acreción de esta zona es de 3,8 m/año, alcanzando un máximo de 7,3 m/año junto al dique y disminuyendo hacia el Sur con una tasa mínima de 0,1 m/año al sur de la zona urbanizada. La acreción de la línea de costa se ha producido principalmente a partir de 1977. Posteriormente, la acreción de la línea de costa ha sido notablemente importante durante la década de 1984 a 1994, con un avance máximo de la línea de costa de 330 metros (Figura 4.3.9. A). La acreción de aproximadamente 2,5 m/año que se observa al sur de la zona urbanizada (Figura 4.3.7.), entre los transectos 120-130, se debe a la existencia de un antiguo caño mareal que afectaba a la línea de costa de 1956, retranqueada con respecto a las demás. Con la posterior construcción de la urbanización el caño desapareció, por lo que el avance se produjo entre 1956 y 1976 (Figura 4.3.8).

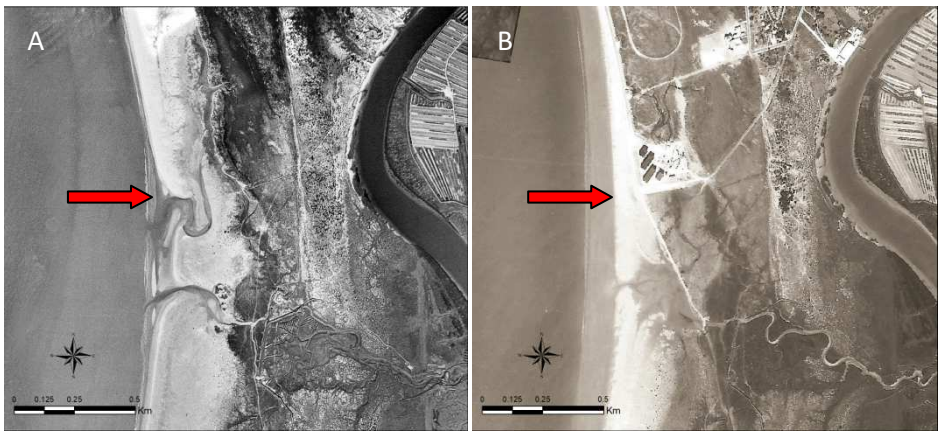


Figura 4.3.8. A: Detalle de la ortofoto de 1956 donde se aprecia la existencia del caño mareal. B: Detalle de la fotografía aérea de 1976 donde se observa la desaparición del caño mareal tras el inicio del proceso de urbanización.

A partir del transecto 123 (Figura 4.3.7) la variación longitudinal de la HWL corresponde a la zona del Parque Metropolitano "Marisma de los Toruños y Pinar de la Algaida". Se observa una acreción media de 1,26 m/año entre los transectos 140 y 152, que se corresponden a la zona de influencia del Caño del Bote, debida a las distintas migraciones que ha sufrido el caño a lo largo del período de estudio.

A continuación, se observa un tramo de unos 1300 m de longitud, entre los transectos 153 y 217, que se ha mantenido relativamente estable. Este tramo, entre la parte sur del Caño del Bote y el norte del segundo aparcamiento, presenta una tasa de cambio media de 0,25 m/año, con un avance medio de la línea de costa en torno a los 15 metros (Figura 4.3.9. A). A partir de aquí la tendencia acrecional o estable de la playa cambia y se observa cómo va aumentando la erosión hacia el sur de la flecha litoral.

El siguiente tramo, entre el segundo y tercer aparcamiento entre los que se encuentra el Caño del Caserón, ha sufrido un retroceso medio en torno a -2,30 m/año, presentando un aumento en la tasa del retroceso hacia el Sur. Así, en la zona norte del tramo se ha registrado un retroceso mínimo de -0,91 m/año, alcanzando los -4,75 m/año en la zona sur. La distancia media de retroceso es de aproximadamente 105 metros, registrando un retroceso máximo de 218 metros en la zona meridional del tramo (Figura 4.3.9. A)

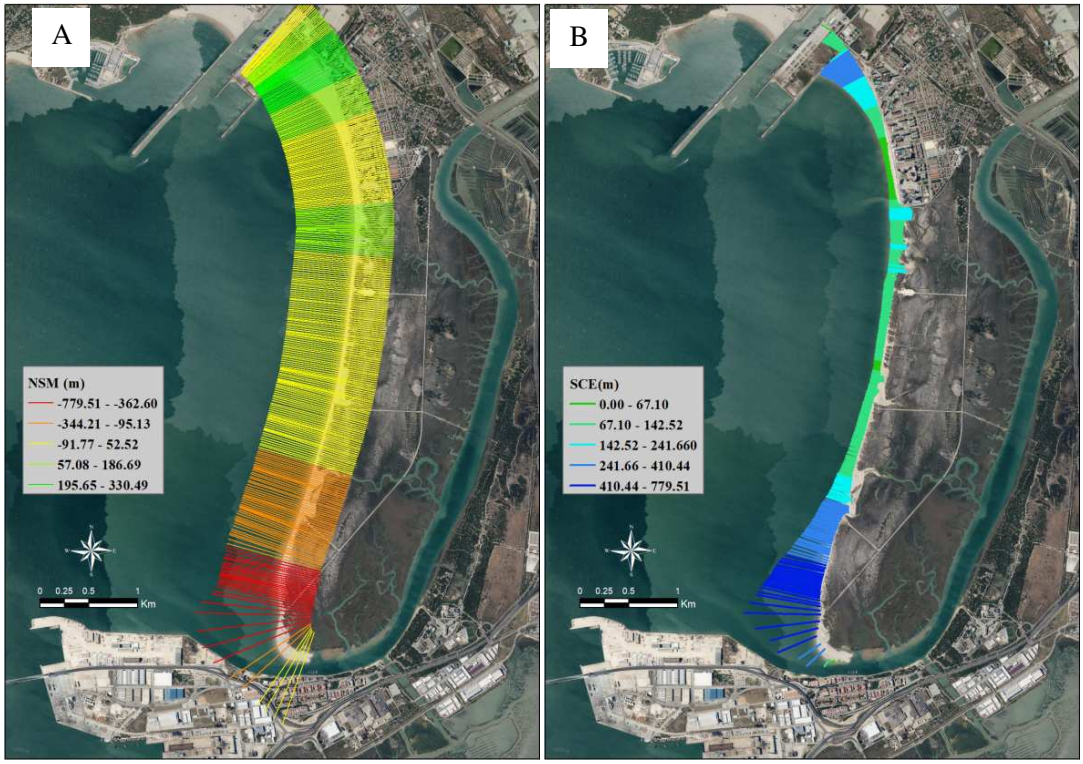


Figura 4.3.9. A: NSM (Net Shoreline Movement) de la HWL en la playa de Valdelagrana, B: SCE (Shoreline Change Envelope) de la HWL en la playa de Valdelagrana, la longitud de los transectos es proporcional al movimiento de la línea de costa.

La zona meridional de la flecha de Valdelagrana presenta los máximos valores de retroceso de todas las bahías en Z analizadas durante el período de estudio. En este tramo de unos 1000 metros de longitud la tasa de retroceso medio es de -9,25 m/año, alcanzando un máximo de -14,83 m/año en la zona meridional. Esta erosión ha sido continua durante todo el periodo de estudio, pero especialmente importante entre los años 1956 y 1977, donde se produjo un retroceso de la zona sur superior a 125 metros y sobre todo entre los años 1977 y 1985, donde se registró un retroceso de hasta 263 metros. Entre los años 2010 y 2013 se ha detectado un nuevo período de fuerte erosión en la parte distal de la flecha (entre los transectos 326 y 342), con una tasa de erosión media de -18,63 m/año y una máxima de -37,26 m/año. Durante este periodo el retroceso medio ha sido superior a los 55 metros y se ha registrado un retroceso máximo de 111 metros en torno a los transectos 338-341 (Figura 4.3.10). Por el contrario, destaca la década entre 1997 y 2007 por haberse producido muy pocos cambios en la zona y permanecer prácticamente estable la línea de costa.

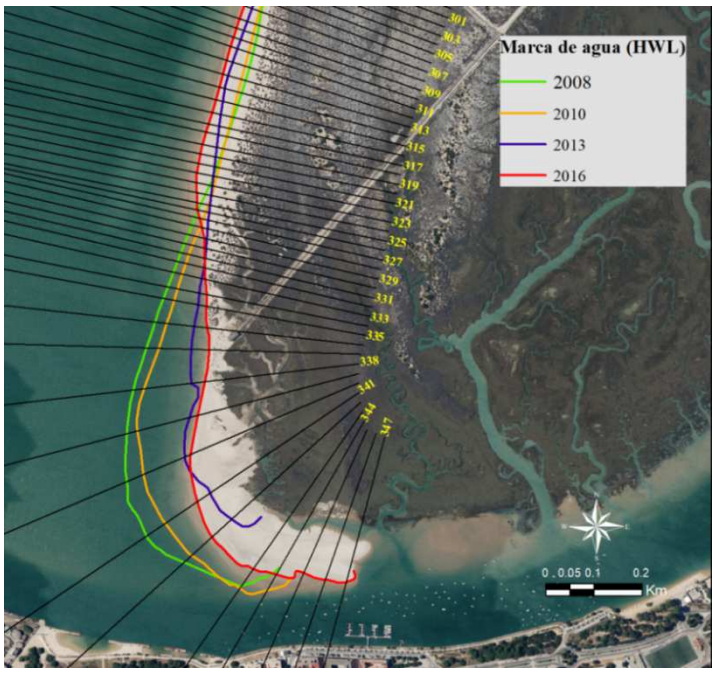


Figura 4.3.10. Evolución de la HWL en el extremo sur de la flecha de Valdelagrana en el período 2008-2016. Obsérvese el retroceso ocurrido en el período 2010-2013. La imagen de fondo es la ortofoto de 2016.

En la Figura 4.3.9. se observa que se ha producido un retroceso total en esta zona de más de 779 metros desde el año 1956 hasta el 2016, ocasionando la pérdida de grandes áreas de playa, dunas y marismas como se puede observar en la Figura 4.3.11.

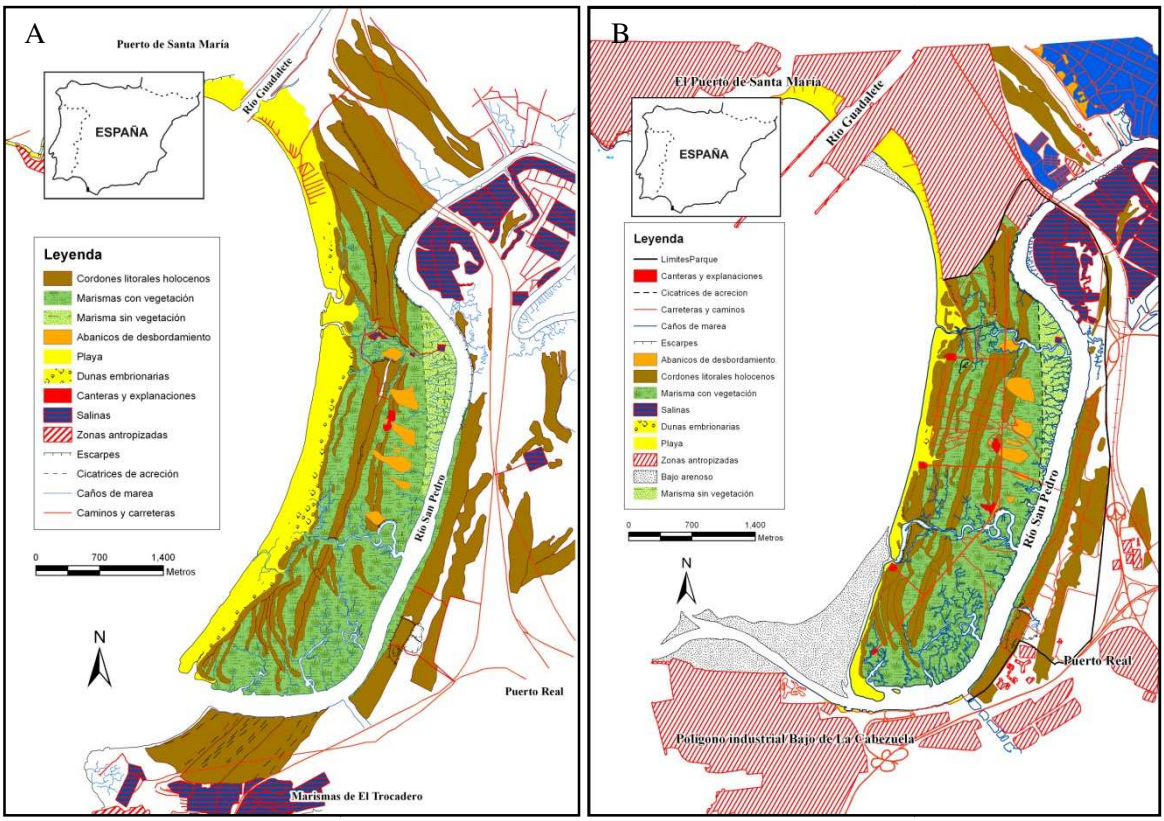


Figura 4.3.11. A: Mapa geomorfológico de la flecha de Valdelagrana en 1956, B: Mapa geomorfológico de la flecha de Valdelagrana en 2002. Los dos mapas muestran la misma zona y están elaborados a la misma escala (Rodríguez-Polo, 2009).

Se aprecia una disminución de la tasa de erosión al final de la playa, en torno al transecto 338 (Figura 4.3.7). Esta zona se corresponde con la zona distal de la flecha y la desembocadura del río San Pedro, donde el retroceso disminuye de manera importante hacia la entrada del caño mareal.

- Pie de duna

En la figura 4.3.12. se muestran los resultados obtenidos para las tasas de variación del pie de duna calculadas con los dos métodos estadísticos utilizados. Al igual que los resultados obtenidos con la HWL, se observa que ambos métodos muestran un resultado similar, a excepción de las zonas en que los cambios han sido mayores, como en el sector sur de la playa. En este caso la regresión lineal no muestra un resultado satisfactorio, ya que tan solo el 23% de los transectos muestran un coeficiente de correlación superior a 0,5. En un primer análisis de los resultados, se observa que el pie de duna ha sufrido una importante acreción en la zona norte, el avance ha sido menor en la zona central y la zona meridional ha experimentado un retroceso extremo.

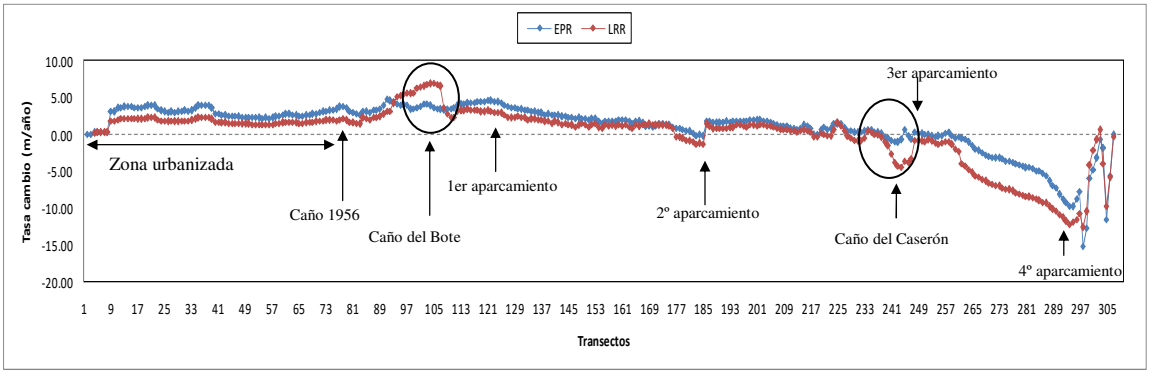


Figura 4.3.12. Tasas de variación longitudinal del pie de duna en la playa de Valdelagrana calculadas por los dos métodos.

La acreción que se observa en la zona urbanizada (transectos 1 a 76) se debe a que la línea de costa de 1956 se encuentra retranqueada con respecto al paseo marítimo y la urbanización construida durante los años 70 sobre los antiguos cordones dunares (Figura 4.3.13). Por lo tanto, esta zona se ha mantenido estable desde la modificación antrópica de la zona hasta la actualidad. Como se comentó en la evolución de la HWL, la acreción que se observa justo al finalizar la zona urbanizada, se debe a la desaparición del antiguo caño de marea que afectaba a la línea de costa de 1956. La urbanización se construyó sobre parte del caño, lo que provocó la obstrucción de éste y el desarrollo de nuevas formaciones dunares.

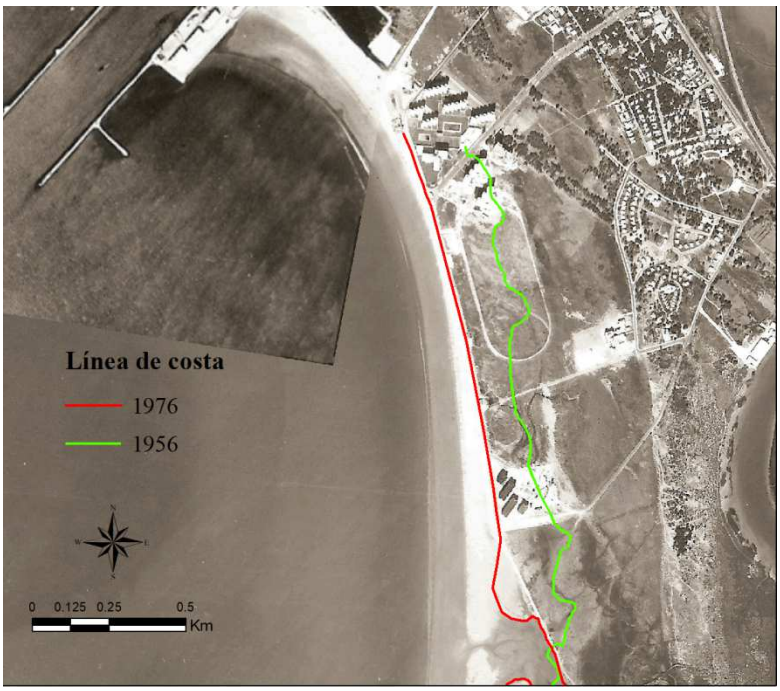


Figura 4.3.13. Detalle de la zona norte de la playa donde se observa la evolución entre el pie de duna de la línea de costa de 1956 y la línea de 1976. La base es un fotograma de la fotografía aérea de 1976.

Aproximadamente a partir del transecto 76, la figura 4.3.12. muestra la evolución del pie de duna de la zona que se corresponde con el Parque Metropolitano. En los primeros 800 metros, entre el final de la urbanización y el primer aparcamiento (transectos 76-125 aproximadamente), la tasa media de cambio ha sido de 3,74 m/año. Se ha producido una acreción máxima del pie de duna de aproximadamente 284 metros (Figura 4.3.17). La acreción producida justo al sur de la urbanización se debe, como se comentó para el análisis de la HWL, a la desaparición de un caño mareal que se observa en la fotografía de 1956. Este caño fue cegado tras el comienzo de la urbanización a finales de los años 70 y esto permitió el desarrollo de nuevas formaciones dunares, que se pueden apreciar en la fotografía de 1976 (Figura 4.3.8). La desembocadura del Caño del Bote migró hacia el Sur a principio de los años 80, lo que provocó la desaparición de pequeñas dunas embrionarias al sur del mismo (Figura 4.3.13). Al norte de la nueva posición de la desembocadura del Caño del Bote, aparecen dunas embrionarias en 1994 que van consolidándose con vegetación a principio de la siguiente década. A partir de la ortofoto de 2001 se observa una disminución del cauce del Caño del Bote en su desembocadura. Esto favorece el desarrollo de formaciones dunares a partir de 2004, que irán poblándose con vegetación y darán lugar a un cordón consolidado al final del período de estudio (Figura 4.3.15).



Figura 4.3.14. Detalle de la zona norte del Parque Metropolitano. A: Desembocadura del Caño del Bote en 1977. B: Desembocadura del Caño del Bote en 1982 donde se observa la migración de la desembocadura del caño hacia el Sur.

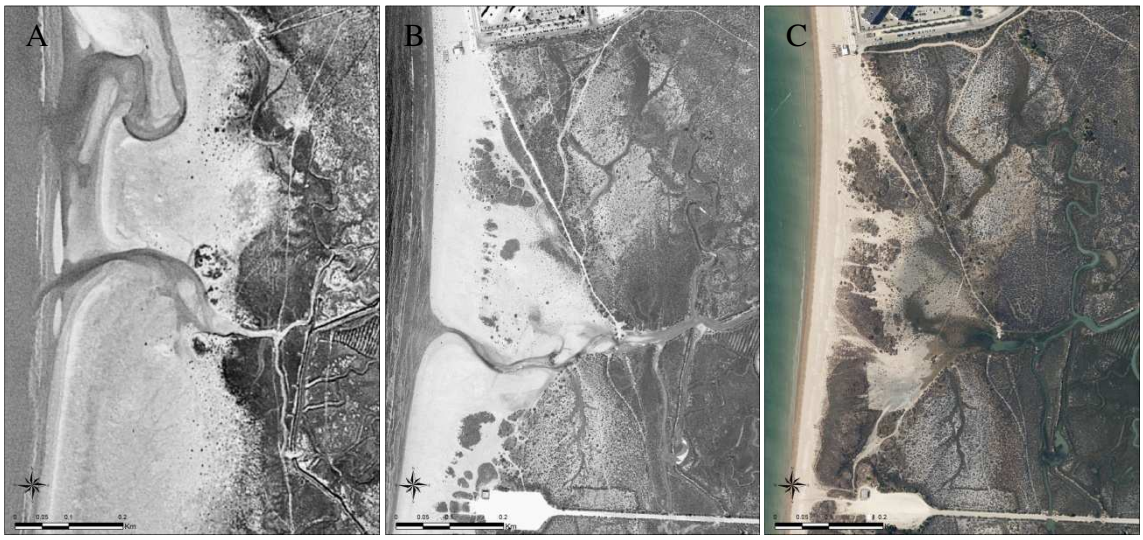


Figura 4.3.15. Evolución de la desembocadura del Caño del Bote. A: Detalle de un fotograma de 1956. B. Detalle de la ortofoto de 2001, se aprecia la aparición de un nuevo cordón dunar al norte y al sur de la desembocadura del caño. C: Detalle de la misma zona de la ortofoto de 2016, se aprecia la disminución del cauce en la desembocadura del caño y el aumento de la vegetación del cordón dunar.

En el tramo de aproximadamente 1100 metros comprendidos entre el primer y el segundo aparcamiento, se observa cómo la acreción va disminuyendo. Durante el período de estudio la tasa media de esta zona es de 1,59 m/año, con una acreción máxima de 254 metros registrados en la zona norte del tramo. Al igual que en el tramo anterior, se observa el desarrollo de un nuevo cordón dunar en la imagen de 1976. La zona meridional del tramo es la que presenta mayores fluctuaciones en el pie de duna, debido a la activación de

un pequeño caño mareal al norte del segundo aparcamiento en 1981. La aparición de este caño provoca la erosión del nuevo cordón dunar que aparece en el vuelo de 1976. Posteriormente, el caño mareal migra 130 metros al Norte, lo que provoca la erosión de pequeñas dunas embrionarias que aparecen en el vuelo de 1994. En la ortofoto de 2004, se observa cómo el caño vuelve a migrar al Sur, lo que favorece la recuperación de la parte norte y la aparición de dunas embrionarias. A partir de 2006 la influencia del caño disminuye y favorece la consolidación del cordón al norte del segundo aparcamiento (Figura 4.3.16).



Figura 4.3.16. Evolución de la zona comprendida entre el primer y el segundo aparcamiento entre 1977 y 2016. Obsérvese la aparición del caño mareal en la imagen de 1982 y su migración hacia el Sur en la imagen de 2004.

Los aproximadamente 650 metros entre el segundo aparcamiento y el Caño del Caserón presentan una tasa de cambio de 1,09 m/año durante el periodo de estudio. Al igual que en la zona anterior, aparece la formación de un nuevo cordón dunar entre 1956 y 1976, que se consolida a principios de los 90 con la aparición de vegetación. A partir de 2008 la tendencia de acreción cambia y la zona comienza un periodo de retroceso con una tasa media de -3,42 m/año en los ocho últimos años del periodo de estudio, experimentando un retroceso medio de -27 metros. A partir del Caño del Caserón, la tendencia general cambia y aparece la zona erosiva de la playa de Valdelagrana. La zona entre el Caño del Caserón y el tercer aparcamiento ha retrocedido con una tasa media de -0,79 m/año durante el periodo de estudio, aunque con numerosas fluctuaciones debido a la migración del caño.

A partir del tercer aparcamiento y hasta el final de la flecha, la tasa media de retroceso ha sido de -5,36 m/año, incrementándose la erosión de Norte a Sur. Se observa, al igual que en el resto de la flecha, la aparición de un nuevo cordón dunar entre 1956 y 1976 en la zona norte del tramo, mientras que la zona meridional permanece relativamente estable. A partir de 1977 comienza un período de erosión en toda la zona, que se incrementa a mediados de la década de los 80 (Figura 4.3.18). Hay que mencionar que los

cambios en la playa, sobre todo en la zona meridional, comenzaron a raíz de la construcción de los diques en la desembocadura del Guadalete y se incrementaron con la posterior ampliación de los mismos a principios de los años 80. Entre el tercer y el cuarto aparcamiento la tasa media de cambio ha sido de -4,87 m/año, alcanzando valores máximos de retroceso en los alrededores del cuarto aparcamiento de -13,9 m/año. Esto ha provocado un retroceso de la línea de costa en esta zona de -606 metros (Figura 4.3.17). Hacia el extremo de la flecha, la tasa de cambio disminuye -3,95 m/año, debido a la proximidad al Río San Pedro y al cambio de curvatura en la línea de costa.

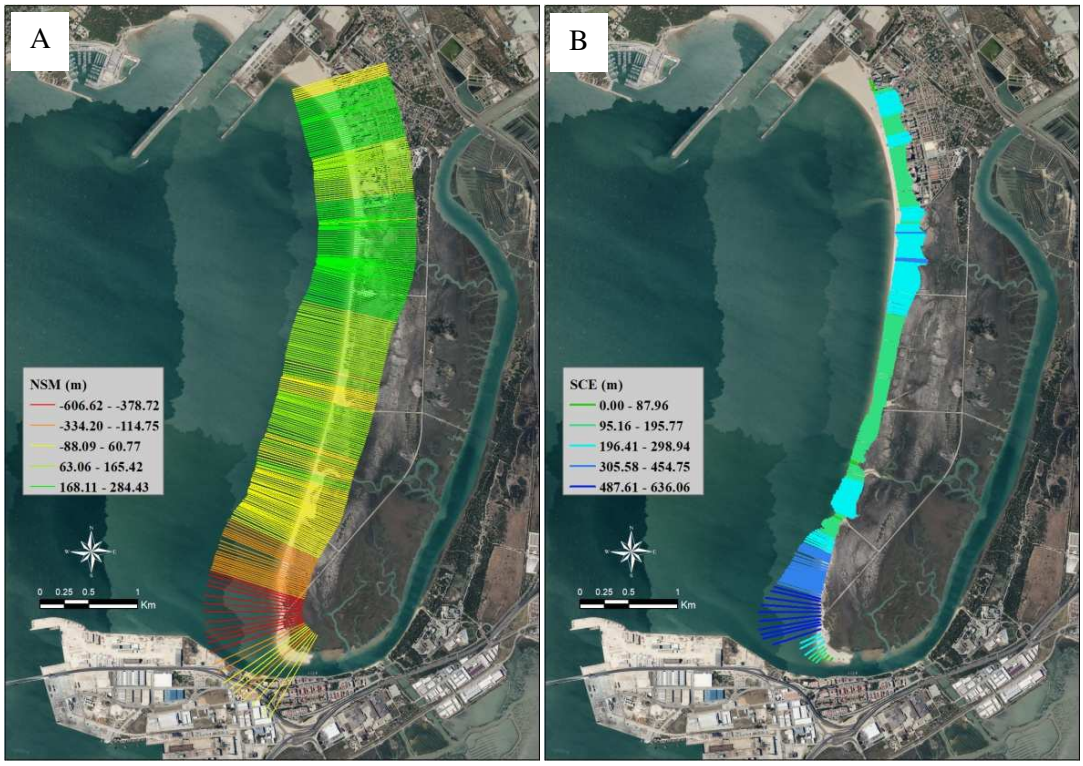


Figura 4.3.17. A: NSM (Net Shoreline Movement) del pie de duna en la playa de Valdelagrana, B: SCE (Shoreline Change Envelope) del pie de duna en la playa de Valdelagrana.

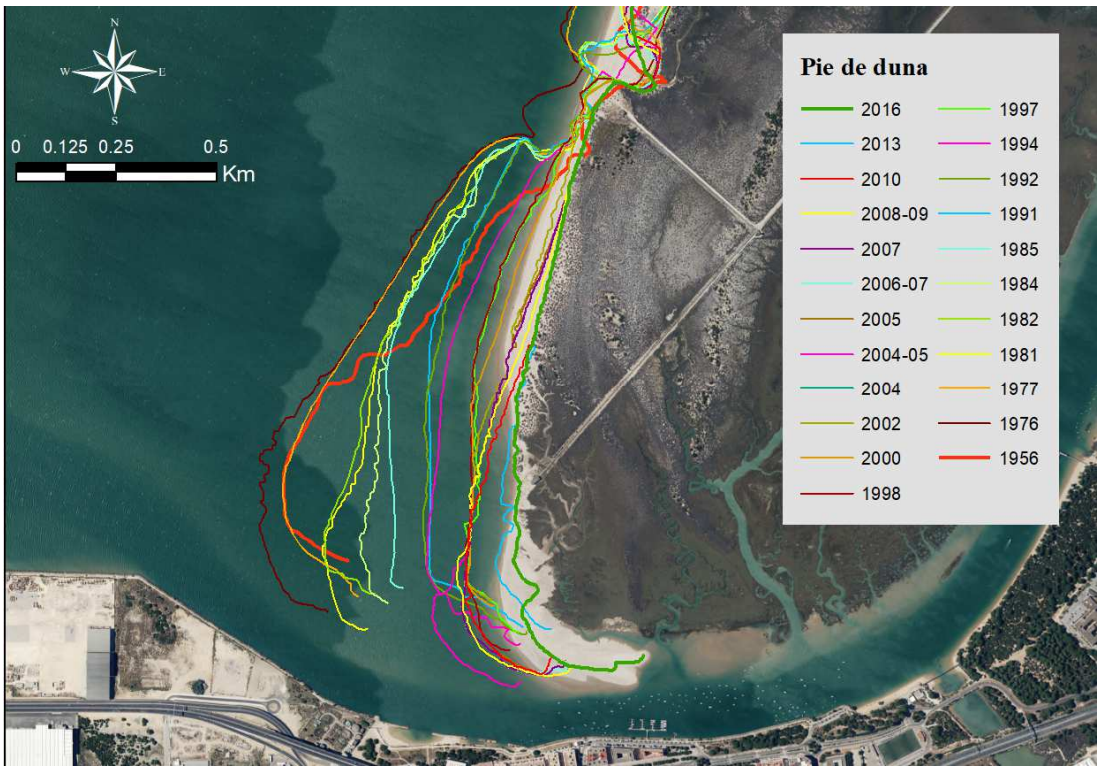


Figura 4.3.18. Evolución del pie de duna de la zona meridional de la playa de Valdelagrana durante el período de estudio. Las líneas de costa de 1956 (rojo) y 2016 (verde) se han dibujado con mayor grosor para diferenciarlas.

4.3.4. Camposoto

Para evaluar los cambios producidos en este tramo de la costa gaditana que comienza en la Punta de Poniente y finaliza en la Punta del Boquerón, se han utilizado dos indicadores: la marca de agua (HWL) y el pie de duna. Este tramo de 7700 metros al que se ha denominado como Camposoto, se corresponde con la flecha arenosa de Sancti Petri e incluye las playas de Urrutia, Camposoto y el El Castillo.

- Marca de agua

En la figura 4.3.19. se muestran las tasas de cambio de la marca de agua en la zona, calculadas con los dos métodos estadísticos utilizados. Se observa que los dos métodos muestran algunas diferencias sobre todo en la zona central de la playa de Urrutia y al final de la playa de Camposoto e inicio de la del Castillo. En general se aprecia que la tasa de punto final tiende a maximizar la erosión. La regresión lineal muestra un ajuste satisfactorio, con más del 66% de los transectos con un coeficiente de correlación lineal superior a 0,5.

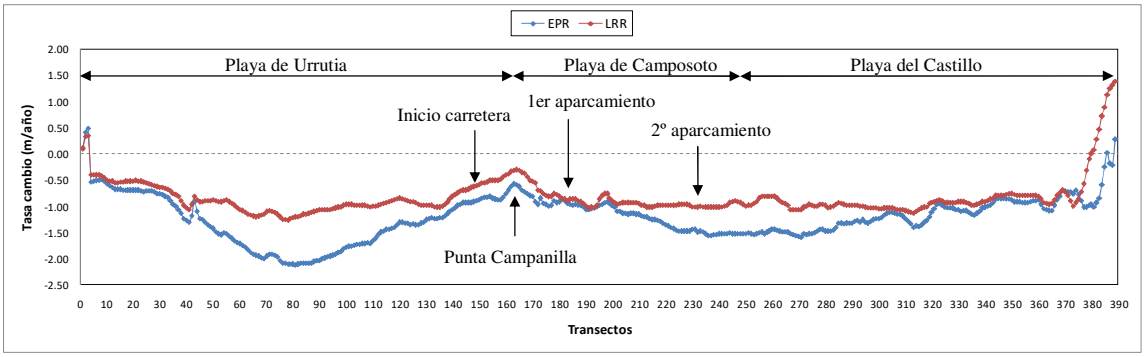


Figura 4.3.19. Tasas de variación longitudinal de la HWL en la playa de Camposoto calculadas por los dos métodos.

Se observa que en general, toda la zona ha sufrido un retroceso de la línea de costa durante el período de estudio de entre -1 y -2 m/año.

En un análisis más detallado, se aprecia que la zona donde este retroceso ha sido mayor es el sector central de la playa de Urrutia. Aquí la tasa de cambio media es de -1,95 m/año, alcanzando valores máximos de -2,12 m/año y con un retroceso medio de la línea de costa de -116 metros (Figura 4.3.20). Este retroceso ha ocurrido principalmente en dos períodos, el primero de 1956 a 1976 y el segundo de 2013 a 2016, con unas tasas de cambio medias de -2,7 m/año y -14,3 m/año respectivamente (Figura 4.3.21). Se observa también un retroceso importante de la playa de Urrutia y de la Punta de Campanilla entre los años 2010-2013, suponiendo un retroceso medio de la línea de costa de casi 50 metros. Al aproximarse a la Punta de Campanilla, la tasa de erosión disminuye considerablemente. En esta zona entre las playas de Urrutia y Camposoto la tasa de cambio media durante el período de estudio ha sido de -0,69 m/año, con un retroceso medio de la marca de agua de -49 metros (Figura 4.3.20).

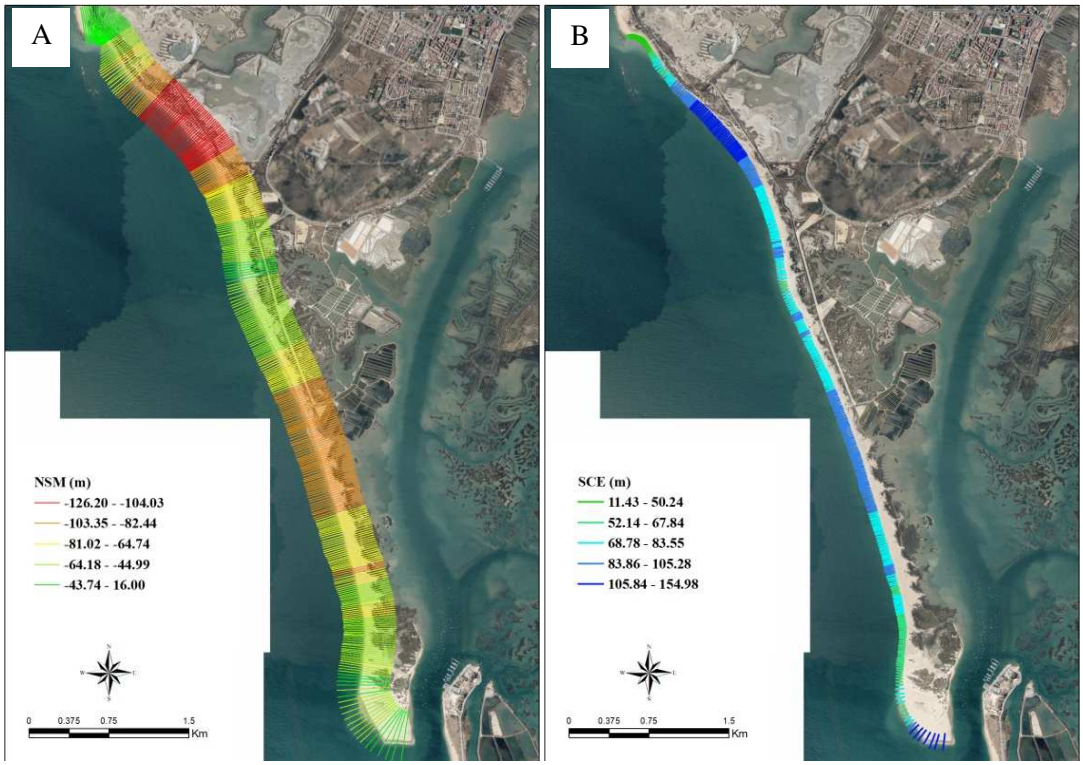


Figura 4.3.20. A: NSM (Net Shoreline Movement) de la HWL en la playa de Camposoto, B: SCE (Shoreline Change Envelope) de la HWL en la playa de Camposoto, la longitud de los transectos es proporcional al movimiento de la línea de costa.



Figura 4.3.21. Evolución de la marca de agua (HWL) en la playa de Urrutia.

En la playa de Camposoto, la tasa de cambio media ha sido de -0,98 m/año, con un retroceso medio de la marca de agua de -67 metros. Los mayores valores de erosión en la playa de Camposoto se encuentran en las inmediaciones del segundo aparcamiento, con un retroceso máximo de la marca de agua de aproximadamente -93 metros.

En cuanto a la playa del Castillo, ésta presenta una tasa media de cambio de -0,96 m/año, aunque la zona que ha sufrido un mayor retroceso ha sido la zona norte, con una tasa media de -1,23 m/año, producida principalmente entre 1956 y 1977. Esto ha ocasionado un retroceso máximo de la marca de agua de aproximadamente -95 metros (Figura 4.3.20). Los valores de retroceso disminuyen hacia el sur de la playa, presentado valores de retroceso medio de -1 m/año en la zona meridional. La parte final de la flecha, la Punta del Boquerón, presenta valores muy diversos. Presenta una tasa media de retroceso de -0,23 m/año, aunque los valores en esta zona oscilan entre 1,31 m/año a -0,94 m/año para los distintos transectos. Estos resultados tan diversos se deben a que se trata de una zona muy dinámica, sometida a las fuertes corrientes de marea del Caño de Sancti Petri.

- Pie de duna

La figura 4.3.22. muestra las tasas de cambio del pie de duna, calculadas con los dos métodos estadísticos habituales, desde la Punta de Poniente hasta la Punta del Boquerón. Se observa que ambos métodos muestran resultados muy similares. En este caso la regresión lineal ofrece un resultado satisfactorio, ya que un 59 % de los transectos presenta un coeficiente de correlación lineal superior a 0,5 y un 40 % de los mismos un R^2 superior a 0,75. Como se puede observar, los resultados son muy irregulares, mostrando altibajos a lo largo de toda la zona de estudio. Esta heterogeneidad es consecuencia de la morfología de las dunas, que no forman cordones continuos paralelos a costa, sino acumulaciones dunares que dan lugar a diversos entrantes y salientes a lo largo de toda la costa. Estas discontinuidades en el sistema dunar se deben principalmente a la presencia de numerosos abanicos de desbordamiento que cortan las dunas a lo largo de toda la flecha de Sancti Petri (Talavera, 2019). A pesar de la heterogeneidad de los datos, se observa que predomina el retroceso del pie de duna, a excepción de la zona central y meridional de la playa de Urrutia y algunas zonas puntuales en la playa del Castillo.

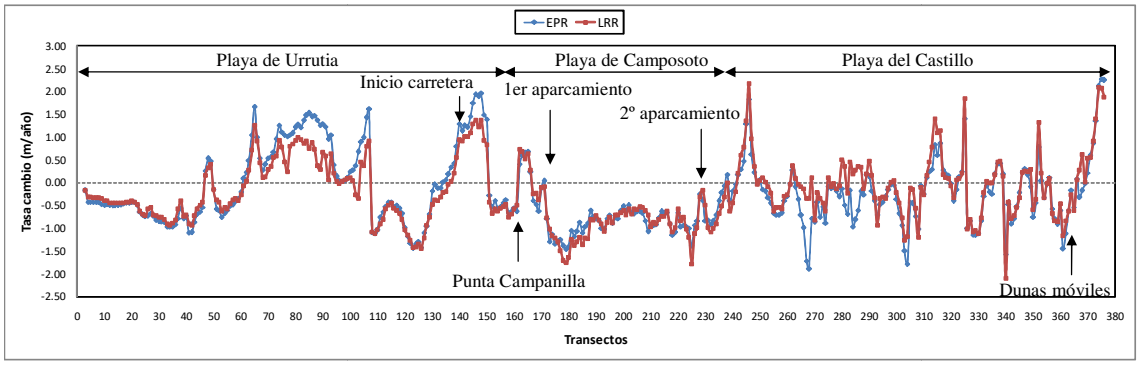


Figura 4.3.22. Tasas de variación longitudinal del pie de duna en la playa de Camposoto calculadas por los dos métodos.

Examinando detalladamente los resultados, se observa que la zona norte de la playa de Urrutia, justo al sur de la Punta de Poniente, ha sufrido una erosión media de -0,52 m/año con valores máximos de -1,44 m/año, lo que ha ocasionado un retroceso medio del pie de duna de aproximadamente -33 metros durante el período de estudio (Figura 4.3.24). El retroceso de esta zona conocida como La Albufera ha tenido lugar sobre todo de 1956 a 1977.

Los aproximadamente 1000 metros siguientes, entre los transectos 61 y 107, presentan una tasa de acreción media de 0,66 m/año. Esta zona central de la playa de Urrutia ha experimentado un avance medio del pie de duna de 51 metros, debido a la creación de un nuevo cordón dunar entre 1956 y 1977 (Figura 4.3.23). Posteriormente, entre 1984 y 1997, el nuevo cordón sufrió un retroceso de entre 8 y 20 metros y a partir de 1997 se ha mantenido relativamente estable.

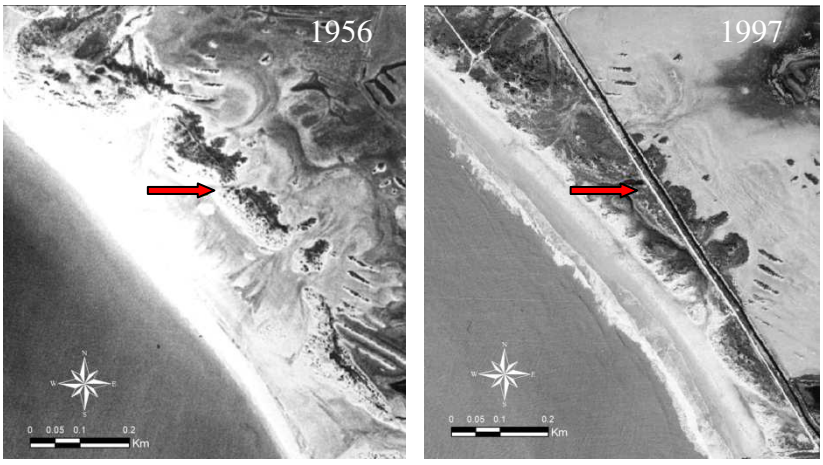


Figura 4.3.23. Formación de nuevo cordón dunar en la playa de Urrutia. La flecha roja indica el mismo punto en ambas fotografías.

En los aproximadamente 440 metros siguientes (entre los transectos 108 y 133), la tasa de cambio media ha sido de -0,77 m/año. Este retroceso medio de -43 metros del pie

de duna se ha producido en dos fases: la primera entre 1956 y 1977 y la segunda entre 1984 y 1997. A partir de 1997 la zona ha permanecido relativamente estable.

En la zona meridional de la playa de Urrutia, poco antes del inicio de la carretera de Camposoto, aparece otra zona de unos 300 metros de longitud caracterizada por la acreción del pie de duna. En esta zona la tasa de cambio media ha sido de 0,98 m/año y una acreción media del pie de duna de 69 metros, también debida a la aparición de un nuevo cordón dunar contemporáneo al de la zona septentrional. Al igual que en la zona norte, este cordón sufrió una posterior erosión de casi 20 metros entre los años 1997 y 1998 que se continuó hasta 2001, donde sufrió un retroceso de entre 5 y 6 metros, para mantenerse relativamente estable desde entonces. En los 250 metros siguientes, la tendencia se invierte y poco antes de la Punta de Campanilla la tasa de cambio media es de -0,54 m/año, lo que ha ocasionado un retroceso medio del pie de duna de -40 metros.

La zona norte de la playa de Camposoto, desde la Punta Campanilla hasta las inmediaciones del primer aparcamiento, presenta una tasa media de cambio 0,55 m/año, lo que ha ocasionado una acreción media del pie de duna de 31 metros (Figura 4.3.24), debido a la formación de nuevas dunas entre 1977 y 1984. El resto de la playa de Camposoto se ha caracterizado por la erosión, presentando una tasa media de retroceso del pie de duna de -0,81 m/año. A pesar de que la erosión ha sido continua durante todo el período de estudio, hay dos períodos durante los que las tasas de erosión han sido mayores. El primero de ellos entre 1956 y 1977, con una tasa media de erosión de -1,73 m/año y un retroceso medio del pie de duna de -19 metros; y el segundo entre 1984 y 1997, con valores de retroceso medio de -1,29 m/año y una erosión media del pie de duna de -16 metros.

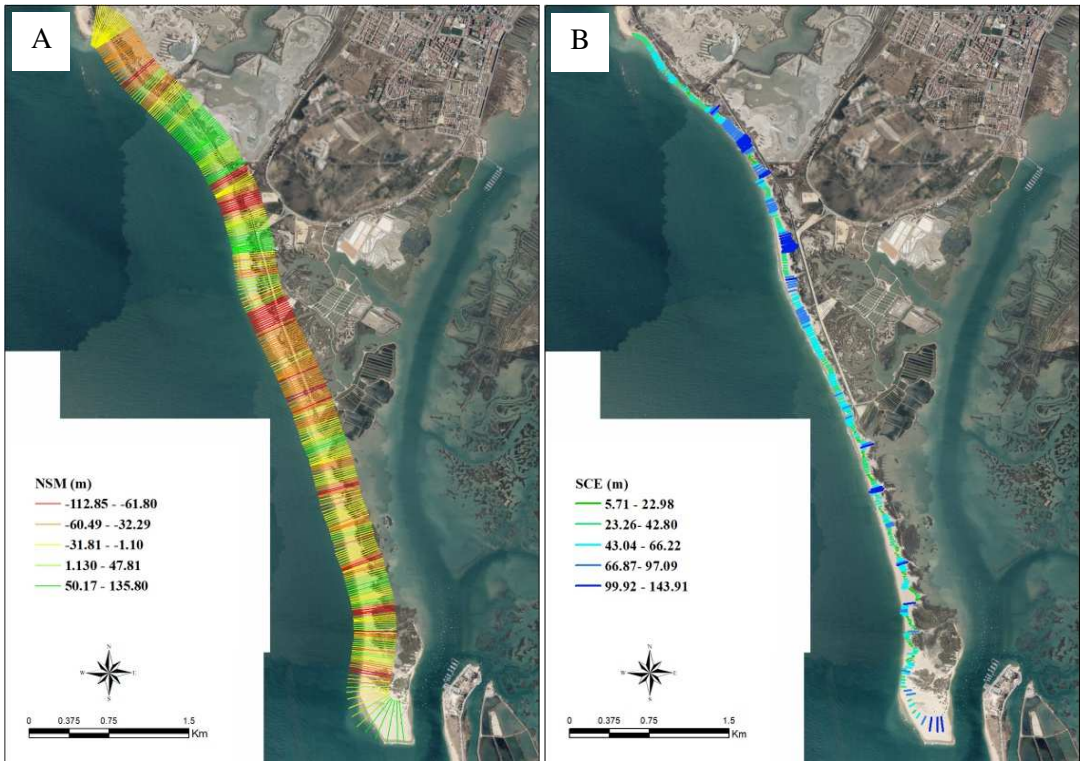


Figura 4.3.24. A: NSM (Net Shoreline Movement) del pie de duna en la playa de Camposoto, B: SCE (Shoreline Change Envelope) del pie de duna en la playa de Camposoto.

A partir del final del segundo aparcamiento de la playa de Camposoto se observa una gran variedad en los valores de las tasas de cambio. Esto se debe a que a partir de esta zona comienzan a aparecer los mencionados abanicos de desbordamiento que caracterizan a la flecha de Santi Petri. Así, al norte de la playa del Castillo, se encuentra un pequeño tramo de unos 170 metros con tasas de acreción de 0,63 m/año y un crecimiento medio del pie de duna de 33 metros. Esta acreción es debida a la formación de pequeñas dunas embrionarias en un antiguo abanico de desbordamiento, cuya actividad disminuyó a partir de 2001 (Figura 4.3.25). En los siguientes 1200 metros de costa (del transecto 251 al 310), la tendencia se invierte y aparecen tasas máximas de erosión de -1,57 m/año y un retroceso medio del pie de duna 30 metros, ocasionado sobre todo en dos periodos, 1956-1977 y 2010-2013.



Figura 4.3.25. Detalle de la zona norte de la playa del Castillo donde se puede ver la formación de pequeñas dunas embrionarias en un abanico de desbordamiento.

A continuación, entre los transectos 311 y 325, se observa una zona de aproximadamente 260 metros con tasas de acreción de 0,40 m/año y un avance medio del pie de duna de 20 metros. Los siguientes 800 metros de la flecha presentan una tendencia erosiva, con valores máximos de la tasa de cambio de -2 m/año, que han provocado en algunos casos un retroceso máximo de la línea de costa de hasta -93 metros. Este retroceso del pie de duna se puede observar claramente en la situación que ocupan dos búnkeres construidos sobre las dunas durante la Guerra Civil española y que actualmente se encuentran en la zona intermareal (Figura 4.3.26). Hacia el extremo meridional de la flecha se encuentran las dunas móviles de la Punta del Boquerón. En la figura 4.3.22 se observa que esta zona ha sufrido numerosas fluctuaciones y no presenta un patrón fijo. Al carecer de vegetación y al estar sometida a los fuertes vientos de Levante, el pie de duna cambia en cuestión de días y por tanto es complejo realizar un seguimiento de esta zona.



Figura 4.3.26. Detalle de la erosión del pie de duna en la playa del Castillo. Los círculos rojos muestran la situación de dos búnkeres construidos durante la Guerra Civil española.

4.3.5. La Barrosa

La playa de La Barrosa se extiende a lo largo de casi 6 kilómetros, desde el promontorio rocoso de Torre Bermeja hasta la Torre del Puerco. Para evaluar los cambios producidos en esta zona desde 1956 hasta 2016 se han utilizado dos indicadores de la línea de costa, la marca de agua (HWL) y el pie de duna. Los resultados obtenidos se detallan a continuación.

- Marca de agua

Para evaluar la evolución de la marca de agua de esta zona no se ha empleado la ortofoto de 1956. Debido a la mala calidad de la imagen no se pudo digitalizar la marca de agua de ese año, por lo que el estudio se ha realizado desde 1977 hasta 2016.

La figura 4.3.27 muestra las variaciones de la marca de agua en la playa de La Barrosa calculadas con los dos métodos estadísticos utilizados. Se observa que los dos métodos muestran resultados bastantes diferentes, a excepción de un tramo en la zona central donde ambos coinciden. En general la tasa de punto final (EPR) tiende a maximizar los resultados con respecto a la tasa de regresión lineal, que en este caso no muestra un resultado satisfactorio, ya que tan sólo el 5 % de los transectos muestran un coeficiente de correlación lineal superior a 0,5.

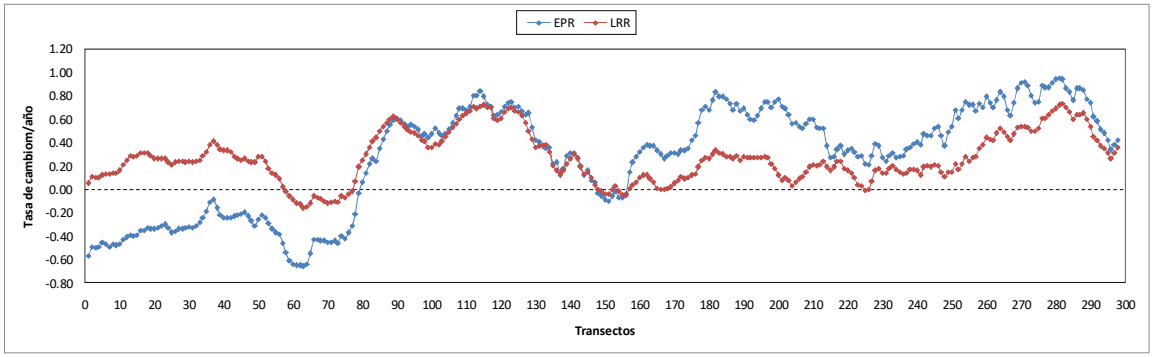


Figura 4.3.27. Tasas de variación longitudinal de la HWL en la playa de La Barrosa calculadas por los dos métodos.

Debido a la diferencia en los resultados entre los dos métodos, se ha calculado la tasa promedio suavizada con un filtro de media móvil de tres puntos cuyo resultado se muestra en la figura 4.3.28.

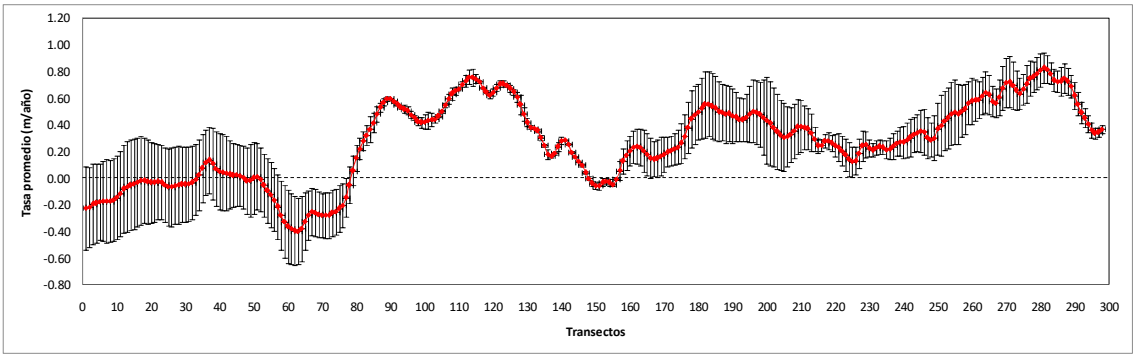


Figura 4.3.28. Variación media de la HWL en la playa de La Barrosa, suavizada mediante un filtro de media móvil de tres puntos. Las barras verticales representan el error sobre la media.

Analizando en detalle los resultados obtenidos en las figuras 4.3.27 y 4.3.28, se observa que el tercio norte de la playa de La Barrosa se caracteriza por una tasa de cambio media de -0,11 m/año, lo que ha ocasionado un movimiento neto de la marca de agua de aproximadamente 50 metros (Figura 4.3.29 B). A partir del transecto 80 la tendencia cambia, caracterizándose el resto de la playa por la acreción, con una tasa media de cambio de 0,41 m/año y un avance medio de la línea de costa de 20 metros (Figura 4.3.29 A). En el centro de la playa, frente a la urbanización de Novo Santi Petri, la tasa de acreción disminuye hasta un valor medio de 0,16 m/año, encontrando algunos transectos con valores negativos, entre los transectos 148 y 156, en torno a los -0,10 m/año y un retroceso máximo de la línea de costa cercano a los 4 metros.

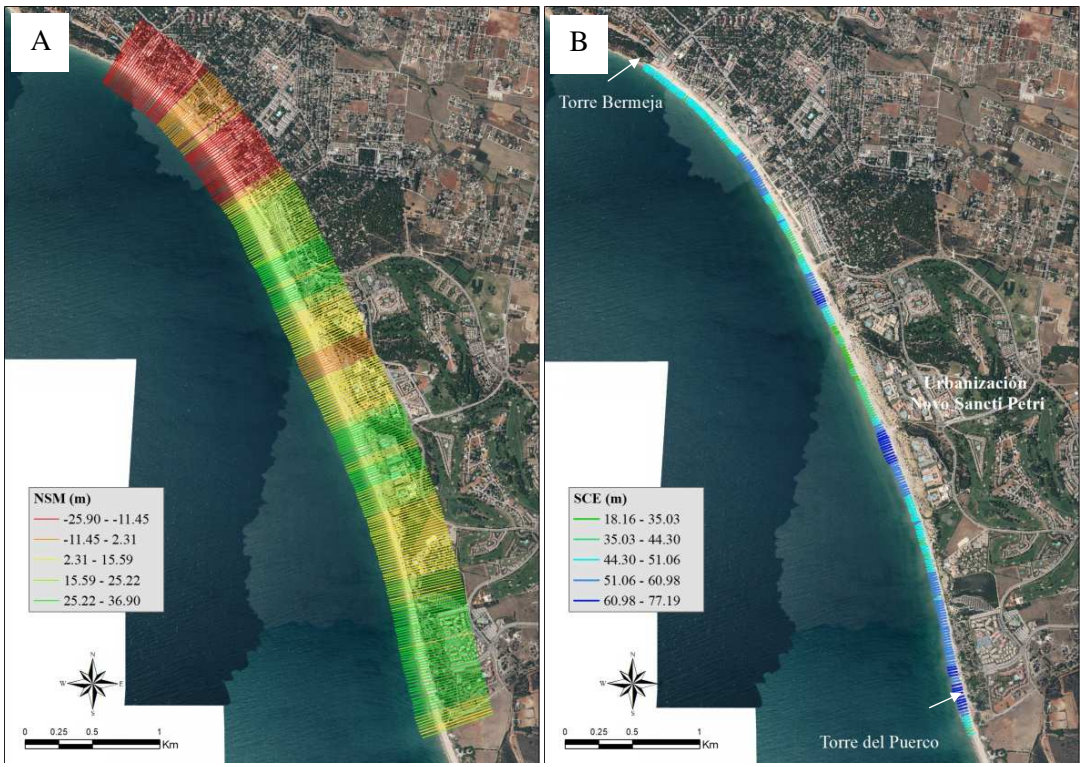


Figura 4.3.29. A: NSM (Net Shoreline Movement) de la HWL en la playa de La Barrosa, B: SCE (Shoreline Change Envelope) de la HWL en la playa de La Barrosa, la longitud de los transectos es proporcional al movimiento de la línea de costa.

- Pie de duna

La figura 4.3.30. muestra las tasas de cambio del pie de duna, calculadas con los dos métodos estadísticos utilizados, desde Torre Bermeja hasta la Torre del Puerco. Se observa que ambos métodos, en general, muestran resultados muy similares. En este caso la regresión lineal ofrece un resultado satisfactorio, un 63 % de los transectos presenta un coeficiente de correlación lineal superior a 0,5 y un 43 % de los mismos un R^2 superior a 0,75. Se aprecia cómo la evolución del pie de duna muestra un resultado muy irregular, con numerosas fluctuaciones a lo largo de la zona de estudio. En general, predomina la acreción a lo largo de toda la playa, a excepción de un tramo en la zona central. Hay que mencionar que en este caso, al contrario que con la marca de agua, se han podido utilizar todas las ortofotos desde 1956 hasta 2016.

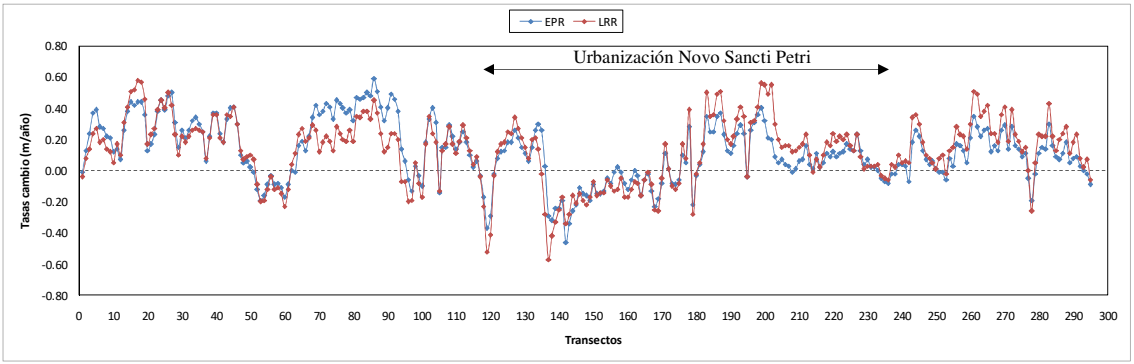


Figura 4.3.30. Tasas de variación longitudinal del pie de duna en la playa de La Barrosa calculadas por los dos métodos.

Analizando en detalle las variaciones del pie de duna a lo largo de la playa de La Barrosa, se observa que los primeros 850 metros correspondientes con la zona norte de la playa, ha experimentado una tasa de acreción media de 0,26 m/año y máxima de 0,58 m/año. En realidad, esta acreción no es del todo natural, ya que parte de ella se debe a la construcción de la urbanización de La Barrosa entre los años 1956 y 1977 en una posición adelantada a la posición del pie de duna de 1956. Posteriormente, se desarrollaron pequeños acúmulos dunares delante de la zona urbanizada que han ido creciendo desde 1984 hasta 2016 con una tasa media de 0,62 m/año, lo que ha ocasionado una acreción media entorno a los 15 metros del pie de duna. En la zona sur de la urbanización de La Barrosa aparece un pequeño tramo de unos 200 metros con tasas de cambio de -0,09 m/año. En esta zona la urbanización ocupó un lugar retranqueado con respecto al pie de duna de 1956, por lo que este retroceso sería artificial.

Los siguientes 1400 metros, situados al norte de la urbanización Novo Sancti Petri, presentan una tasa de cambio media de 0,20 m/año y una acreción media del pie de duna de 20 metros (Figura 4.3.31) que se dio sobre todo entre 1956 y 1977. Posteriormente se produjo una mayor estabilidad del sistema con el aumento de la vegetación dunar.

Los aproximadamente 900 metros siguientes, correspondientes con la zona norte de la urbanización de Novo Sancti Petri, han retrocedido con una tasa media de -0,12 m/año. Este retroceso medio del pie de duna, de unos 6 metros, se ha producido entre los años 1977 a 2010, permaneciendo desde entonces relativamente estable (Figura 4.3.31)

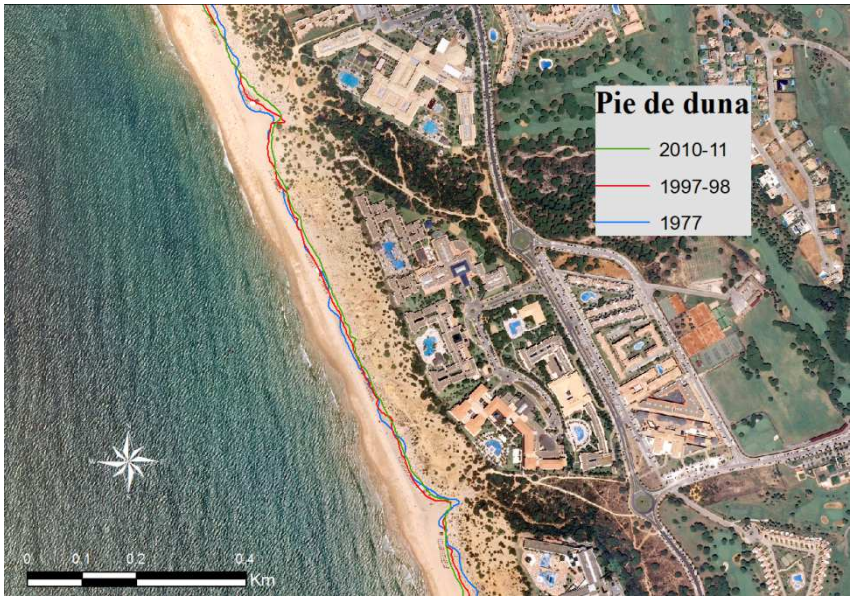


Figura 4.3.31. Detalle de la evolución del pie de duna en la zona central de la urbanización de Novo Sancti Petri. La imagen de fondo es la ortofotografía de 2010.

Los últimos 2200 metros, entre el sur de la urbanización de Novo Sancti Petri y la torre del Puerco, han permanecido relativamente estables con una tasa media de cambio de 0,16 metros, encontrando algunas zonas con un avance medio del pie de duna de 7 metros durante el período de estudio (Figura 4.3.32).

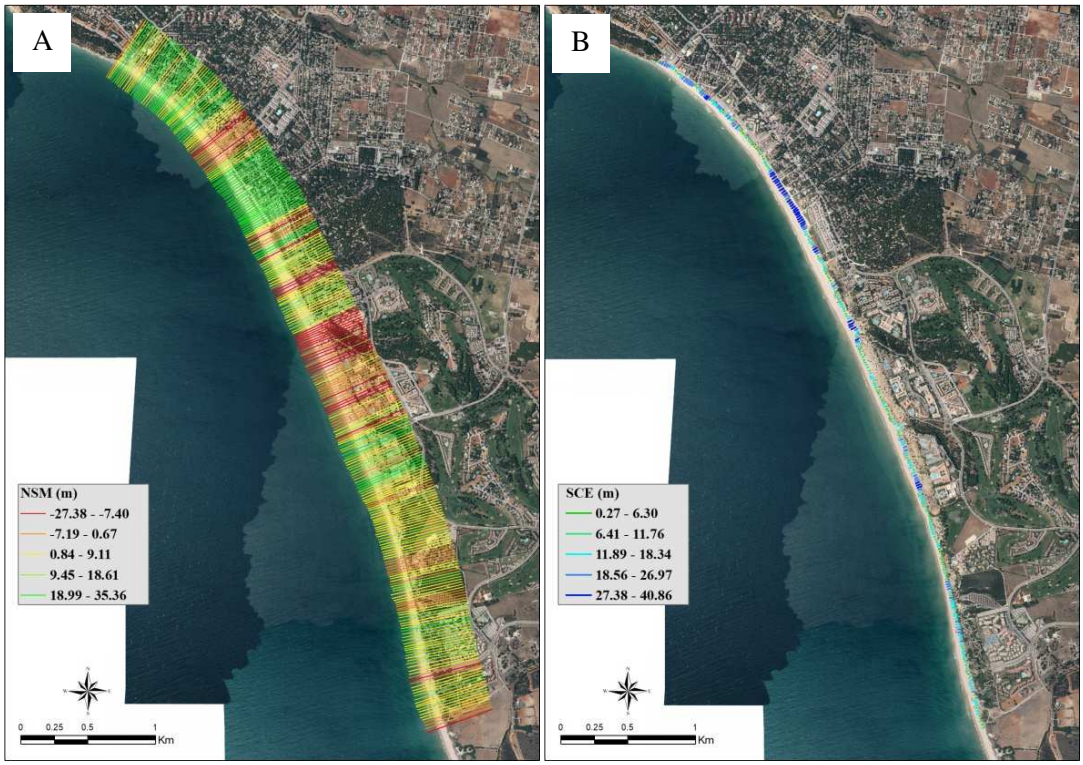


Figura 4.3.32. A: NSM (Net Shoreline Movement) del pie de duna en la playa de La Barrosa, B: SCE (Shoreline Change Envelope) del pie de duna en la playa de La Barrosa.

4.3.6. Conil

La zona de estudio de la bahía en Z de Conil se extiende a lo largo de 6500 metros de costa e incluye las playas de Fuente del Gallo, El Roqueo, La Fontanilla, Los Bateles y Castilnovo. Para evaluar las tendencias de la línea de costa desde 1956 hasta 2016 se han utilizado dos indicadores, la marca de agua (HWL) y el pie de duna. A continuación se detallan los resultados obtenidos.

- Marca de agua

La figura 4.3.33 muestra la distribución de las tasas de variación de la marca de agua en la bahía en Z de Conil. En este caso no se ha utilizado la ortofoto de 1956 para calcular la variación de la marca de agua, ya que la calidad de la imagen no era buena debido a la alta luminosidad. Por tanto el estudio de variación de la marca de agua en esta zona será desde 1977 hasta 2016. Es importante mencionar que para las playas de Fuente del Gallo y El Roquero, la marca de agua sería equivalente al pie del acantilado y este será el único indicador utilizado en esta zona. Los dos métodos estadísticos muestran resultados similares, excepto en algunas zonas, donde la tasa de punto final (EPR) tiende a maximizar los resultados, como en las inmediaciones de la desembocadura del río Salado de Conil. En

este caso la regresión lineal no resulta apropiada para ajustar los resultados, la mayoría de los transectos presentan un coeficiente de correlación inferior a 0,5.

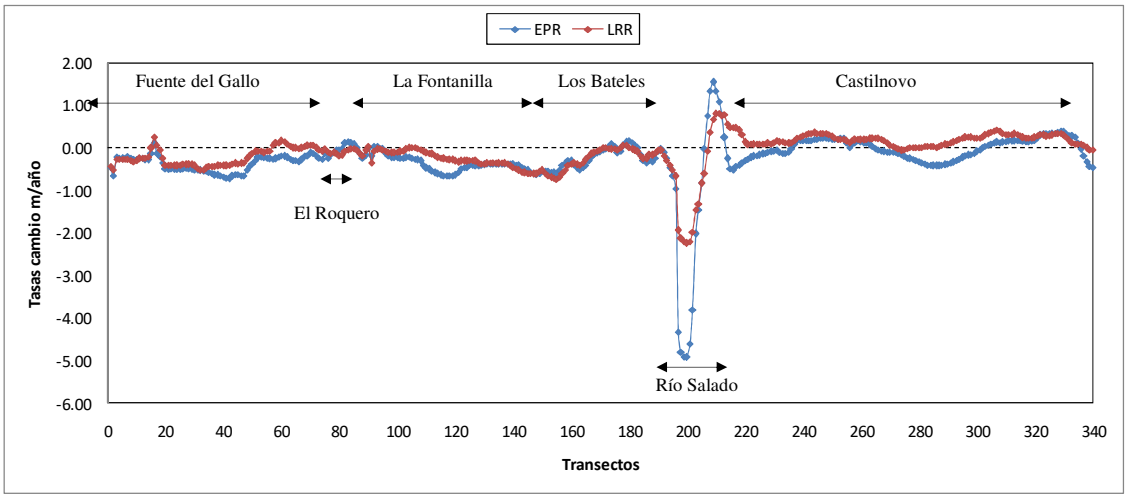


Figura 4.3.33. Tasas de variación longitudinal de la HWL en la bahía en Z de Conil calculadas por los dos métodos.

Analizando en detalle los resultados, se observa que la zona norte de la playa de Fuente del Gallo habría retrocedido con una tasa media de -0,38 m/año, con un retroceso medio de la marca de agua de -17 metros (Figura 4.3.34). En cambio, la zona sur y el promontorio del Roqueo, se han mantenido relativamente estables, con una tasa media de cambio de -0,10 m/año y -0,07 m/año respectivamente.

En cuanto a la playa de la Fontanilla, se observa un ligero retroceso de la marca de agua a medida que nos alejamos del promontorio del Roqueo. La tasa media de cambio es de -0,36 m/año y presenta un retroceso medio de la línea de costa de -16 metros (Figura 4.3.34.). En cuanto a la playa de Los Bateles, la tasa media de cambio es de -0,23 m/año y -0,05 m/año en la zona central de la misma, por lo que podría decirse que se ha mantenido relativamente estable. La zona de la desembocadura del río Salado de Conil presenta una elevada variabilidad debido a las migraciones en la desembocadura de éste, registrando movimientos máximos de la marca de agua de hasta 200 metros (Figura 4.3.34 B), por lo tanto esta variabilidad no podría relacionarse con tendencias erosivas o acrecionales de la costa.

Finalmente, la playa de Castilnovo presenta una tasa media de cambio de 0,09 m/año, por lo que se podría considerar que se ha mantenido estable durante el período de estudio. Se observan pequeños datos de avance de la marca de agua en los extremos de la playa; en la zona septentrional la tasa media es de 0,21 m/año y un avance medio de la

marca de agua de 7 metros, en cuanto a la zona meridional, la tasa media es de 0,25 m/año y un avance medio de más de 8 metros (Figura 4.3.34).

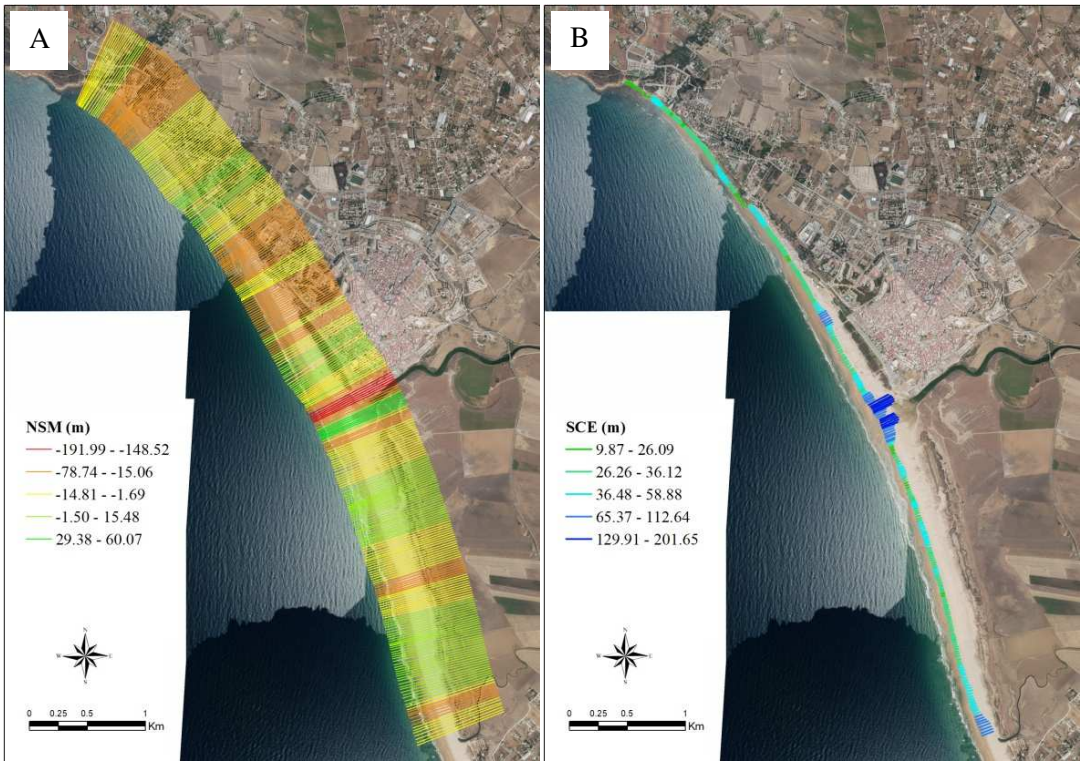


Figura 4.3.34. A: NSM (Net Shoreline Movement) de la HWL en la ensenada de Conil, B: SCE (Shoreline Change Envelope) de la HWL en la ensenada de Conil, la longitud de los transectos es proporcional al movimiento de la línea de costa.

- Pie de duna

En la figura 4.3.35. se muestran las tasas de variación del pie de duna calculadas con los dos métodos estadísticos habituales. Se observa que ambos métodos muestran un resultado bastante similar. En este caso la regresión lineal resulta un buen método para ajustar los datos, casi el 86 % de los transectos presentan un coeficiente de correlación superior a 0,5 y el 41 % de ellos un R^2 superior a 0,75. En general se observa que la playa de La Fontanilla se ha mantenido relativamente estable y las playas de Los Bateles y Castilnovo han experimentado un avance importante del pie de duna.

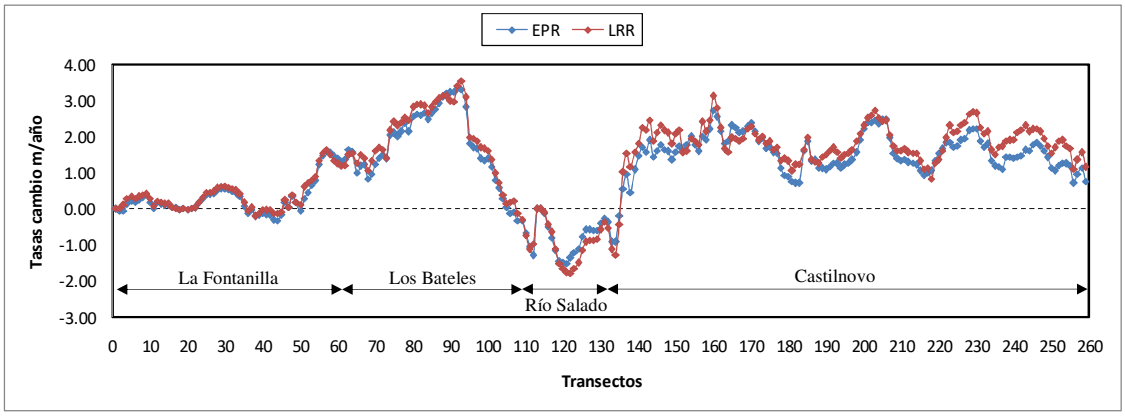


Figura 4.3.35. Tasas de variación longitudinal del pie de duna en la ensenada de Conil calculadas por los dos métodos.

Analizando los resultados en detalle, se observa que el pie de duna de la playa de La Fontanilla ha permanecido relativamente estable, con una tasa media de 0,16 m/año. Se observa una zona de acreción entre los transectos 21 a 35, pero esta acreción no es real ya que se debe a que en los años 80 se llevó a cabo la construcción de un aparcamiento en la playa justo delante de la zona de dunas. En cambio en la zona meridional de la playa encontramos un pequeño tramo de unos 370 metros donde se ha producido un avance medio del pie de duna de más de 85 metros (Figura 4.3.36), con una tasa media de acreción de 1,42 m/año que comenzó a finales de los años 80 (Figura 4.3.37).

En la playa de Los Bateles la tasa media de variación del pie de duna es de 1,99 m/año, con un avance medio del pie de duna de 114 metros (Figura 4.3.36). Pero los mayores avances se han producido frente al paseo marítimo, con una tasa media de 2,54 m/año y un avance medio del pie de duna de 147 metros. En esta zona se encuentra una pequeña laguna temporal frente al paseo marítimo, a partir de la cual se han ido desarrollando dunas embrionarias a partir de los años 80 que han ido fijándose con vegetación hasta la actualidad (Figura 4.3.38). En el extremo sur de la playa la tasa disminuye, con valores negativos que indican el retroceso del pie de duna debido a los movimientos en la desembocadura del río Salado de Conil. En toda el área de influencia de la desembocadura se ha producido retroceso del pie de duna debido a las migraciones en la desembocadura del río.

En cuanto a la playa de Castilnovo, en la figura 4.3.35 se observa una acreción general del pie de duna de toda la playa, a excepción de la zona septentrional, donde se ha registrado un retroceso medio del pie de duna de -0,90 m/años. Este retroceso en los primeros 400 metros de la playa está probablemente relacionado con los movimientos de la desembocadura del río Salado y a la presencia de una laguna temporal que discurre a lo

largo de la playa entre las dunas fijadas por la vegetación y las dunas embrionarias. En el resto de la playa se ha producido acreción del pie de duna, con una tasa media de 1,62 m/año y encontrando zonas con tasas máximas de acreción de más de 3 m/año. Esto ha ocasionado un avance medio del pie de duna de más de 88 metros e incluso hay zonas con un avance máximo del pie de duna de hasta 163 metros (Figura 4.3.36)

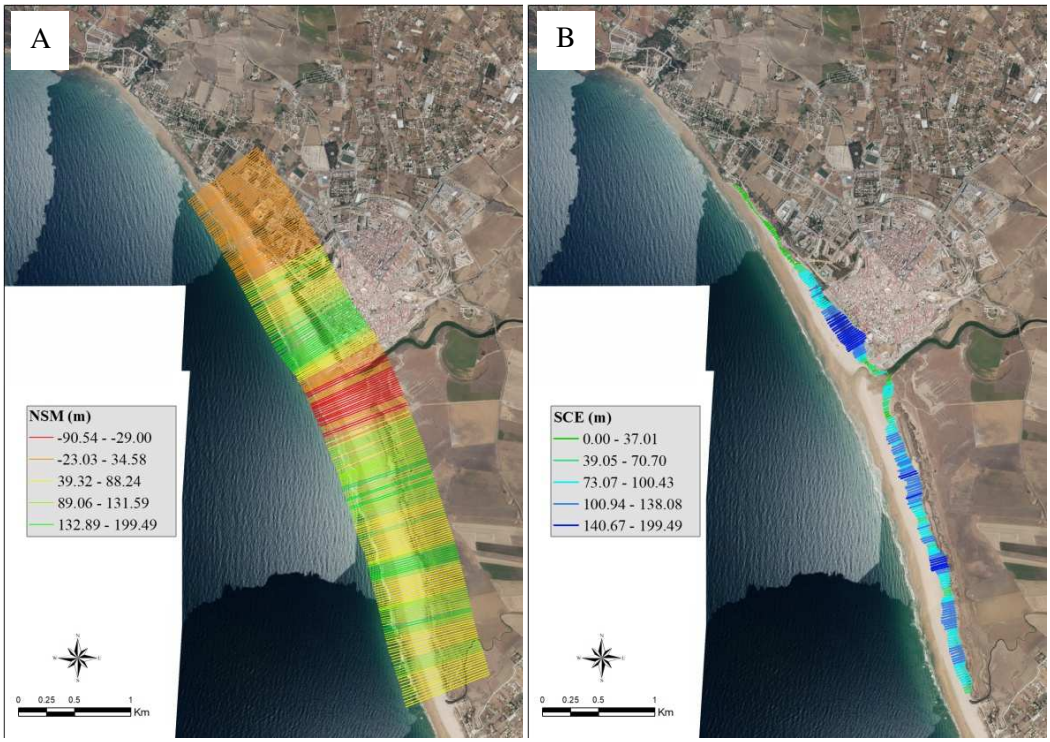


Figura 4.3.36. A: NSM (Net Shoreline Movement) del pie de duna en la ensenada de Conil, B: SCE (Shoreline Change Envelope) del pie de duna en la ensenada de Conil.



Figura 4.3.37. Detalle de la evolución de la zona de dunas entre las playas de La Fontanilla y Los Bateles entre 1977 y 2016.



Figura 4.3.38. Detalle del desarrollo de las dunas frente al paseo marítimo de Conil entre 1977 y 2016.

4.3.7. Barbate

La zona de estudio en la bahía en Z de Barbate se extiende a lo largo de 4300 metros, desde el extremo oriental del puerto de Barbate, donde comienza la playa del Carmen, hasta la playa del Cañillo. Separando ambas playas se encuentra el estuario del río Barbate, donde su flecha arenosa, sobre la que se encuentra la playa del Carmen, y su contraflecha, han favorecido el desarrollo de un importante conjunto de marismas en su interior. Para evaluar las tendencias de la línea de costa del sector se han utilizado la marca de agua y el pie de duna como indicadores de la posición de la línea de costa. Los resultados obtenidos para ambos indicadores se explican detalladamente a continuación.

- Marca de agua

La figura 4.3.39 muestra las tasas de variación de la marca de agua en esta zona, calculadas con los dos métodos estadísticos utilizados. Se observa como ambos métodos muestran resultados similares, excepto en algunos casos donde la tasa de punto final (EPR) tiende a amplificar la erosión. En este caso la regresión lineal muestra un resultado bastante satisfactorio, el 72 % de los transectos presentan un coeficiente de correlación lineal superior a 0,5 y el 13 % de los mismos muestran un R^2 superior a 0,75. Se observa como la playa del Carmen ha sufrido un importante avance en su extremo Oeste y como éste va disminuyendo hacia el Este, donde se ha producido un importante retroceso que va aumentando hacia la desembocadura del río Barbate. En cambio, la playa del Cañillo muestra tasas de erosión a lo largo de sus 2400 metros de longitud.

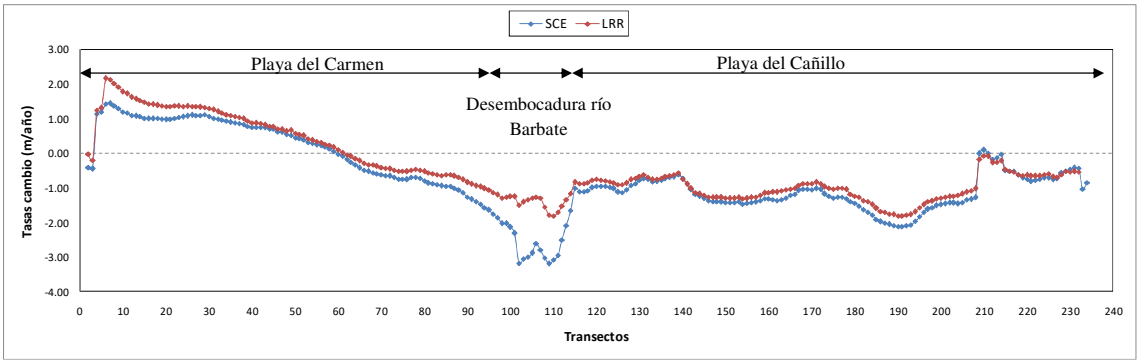


Figura 4.3.39. Tasas de variación longitudinal de la HWL en la bahía en Z de Barbate calculadas por los dos métodos.

Analizando en detalle los resultados, se observa una gran acreción al Oeste de la playa de Barbate, a la sombra del espigón de Levante del puerto con una tasa máxima de 2,15 m/año y una acreción en torno a los 85 metros (Figura 4.3.40 A), que va disminuyendo a medida que aumenta la distancia al espigón. La tasa media de acreción del Oeste de la playa del Carmen es de 0,94 m/año y va disminuyendo hacia el Este hasta llegar a un punto de estabilidad (en torno al transecto 60) que sirve como punto de inflexión para las tasas de cambio. A partir de este punto predomina la erosión con una tasa de retroceso de -0,7 m/año en el extremo oriental del paseo marítimo que va aumentando hasta -2,07 m/año hacia el final de la flecha. Hay que ser prudente al hablar de tasas de cambio en el extremo de la flecha, ya que ésta es una zona muy dinámica, con sedimentos poco consolidados y sometida a la acción del oleaje y los flujos de entrada y salida del río Barbate. En esta zona se han registrado retrocesos máximos de hasta -190 metros de la marca de agua (Figura 4.3.40).

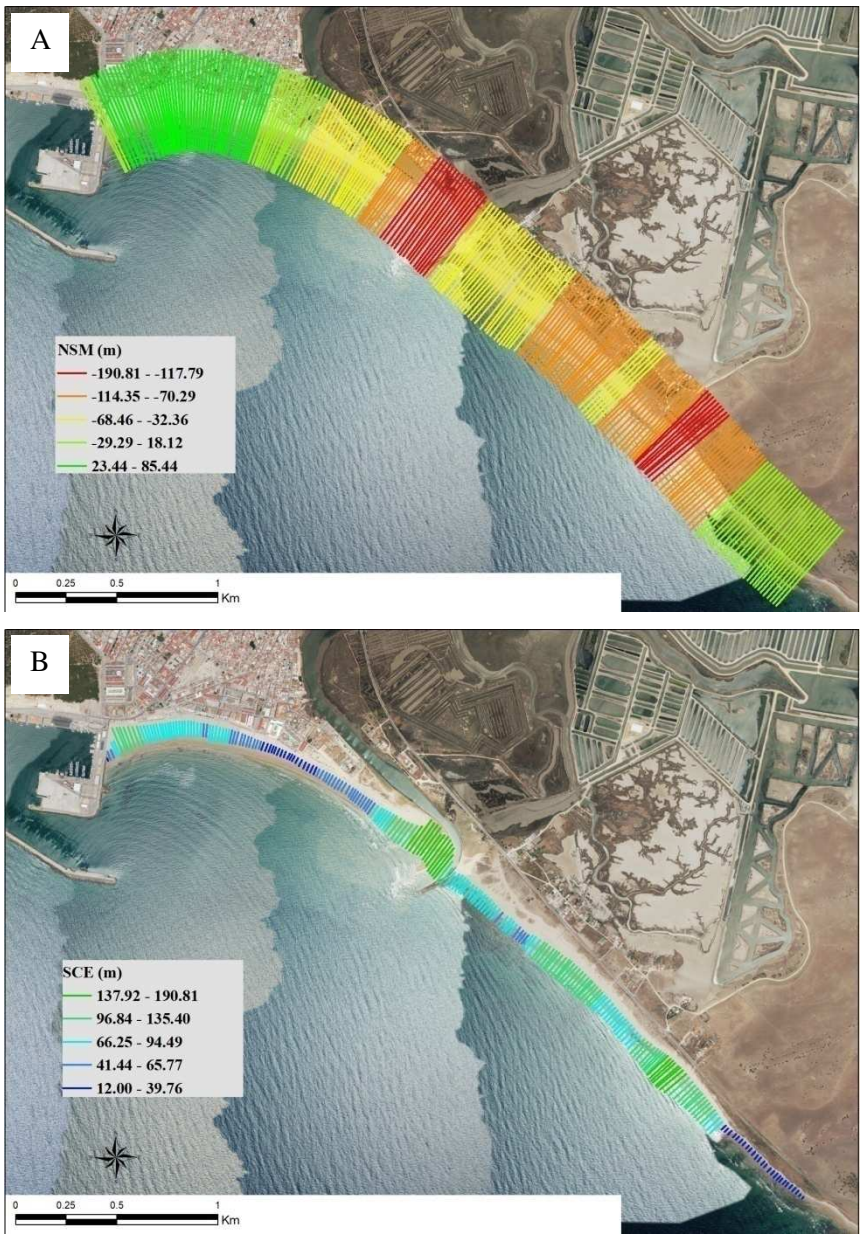


Figura 4.3.40. A: NSM (Net Shoreline Movement) de la HWL en la playa de Barbate, B: SCE (Shoreline Change Envelope) de la HWL en la playa de Barbate, la longitud de los transectos es proporcional al movimiento de la línea de costa.

En cuanto a la playa del Cañillo, presenta una tasa media de erosión de -0,84 m/año en sus primeros 580 metros (transectos 115 a 142), con un retroceso medio en torno a los -54 metros (Figura 4.3.40). Los siguientes 1300 metros presentan un aumento de la tasa de erosión, con un valor medio de -1,36 m/año y un retroceso máximo de hasta -127 metros (Figura 4.3.40 A). Este retroceso disminuye hacia el final de la playa del Cañillo, donde se ha registrado una tasa media de erosión de -0,53 m/año y un retroceso medio de la marca de agua de -16,12 metros (Figura 4.3.40). Hay que destacar que las tasas de retroceso se han mantenido relativamente constantes durante todo el periodo de estudio.

- Pie de duna/Pie de acantilado

Hay que mencionar que en este caso no se ha utilizado la ortofoto de 1956 para realizar el estudio de la zona debido a la alta luminosidad de la ortofoto. La escasez de vegetación dunar y la alta reflectividad de la arena imposibilitaron digitalizar con fiabilidad el pie de duna, por ello el período de estudio de esta zona será de 1977 a 2016. Asimismo, tampoco se ha utilizado el pie de duna como indicador de la línea de costa en la playa del Carmen, ya que carece de dunas debido a la construcción del paseo marítimo en la parte trasera de la playa. Además, a partir del transecto 106 se encuentra el microacantilado del Retín, en el que se ha digitalizado el pie del acantilado como indicador de la línea de costa.

La figura 4.3.41 muestra las tasas de cambio del pie de duna y del pie del acantilado, calculadas con los dos métodos estadísticos utilizados, de la playa del Cañillo para el periodo de estudio de 1977 a 2016. Se observa que ambos métodos muestran un resultado muy similar. En este caso la regresión lineal ofrece un resultado bastante satisfactorio, un 62 % de los transectos presentan un coeficiente de correlación lineal superior a 0,5 y un 44 % de los mismos un R^2 superior a 0,75. En general se observa como el pie de duna ha avanzado de manera considerable en la zona norte y va disminuyendo el avance hacia el Sur. La zona meridional de la playa, donde se encuentra el micro acantilado del Retín, ha permanecido relativamente estable durante el período de estudio.

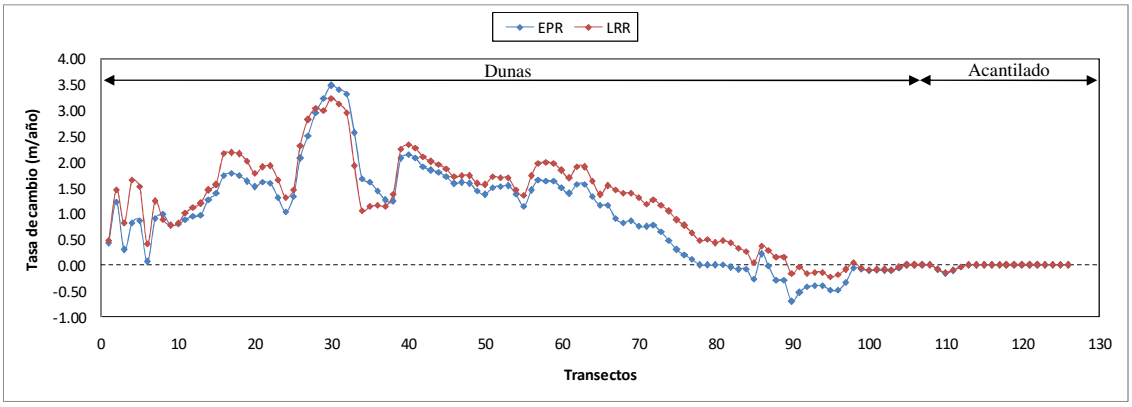


Figura 4.3.41. Tasas de variación longitudinal del pie de duna en la bahía en la playa del Cañillo calculadas por los dos métodos estadísticos utilizados.

Analizando con más detalle los resultados, se observa un gran avance del pie de duna de la zona norte, con una tasa media de 1,65 m/año y máximas de hasta 3,48 m/año, ocasionando un avance medio del pie de duna de 61 metros y movimientos netos de la línea de costa de hasta 135 metros (Figura 4.3.42 B).

En la zona central de la playa la acreción es menor y va disminuyendo hacia el Sur, con tasas que van desde los 1,35 m/año hasta los -0,43 m/año en el extremo meridional de la zona central. A lo largo de toda la playa se han formado nuevos acúmulos dunares frente al antiguo pie de duna, la mayor parte de ellos entre 1984 y 1997, aunque posteriormente se han sucedidos episodios de acreción de menor importancia entre 2004 y 2006 y entre 2007 y 2008 (Figura 4.3.43).

En el extremo meridional de la playa, se puede observar en la figura 4.3.41 que la zona del microacantilado del Retín ha permanecido relativamente estable a lo largo del período de estudio, al menos respecto a la escala de trabajo con la que han permitido trabajar las ortofotografías utilizadas.

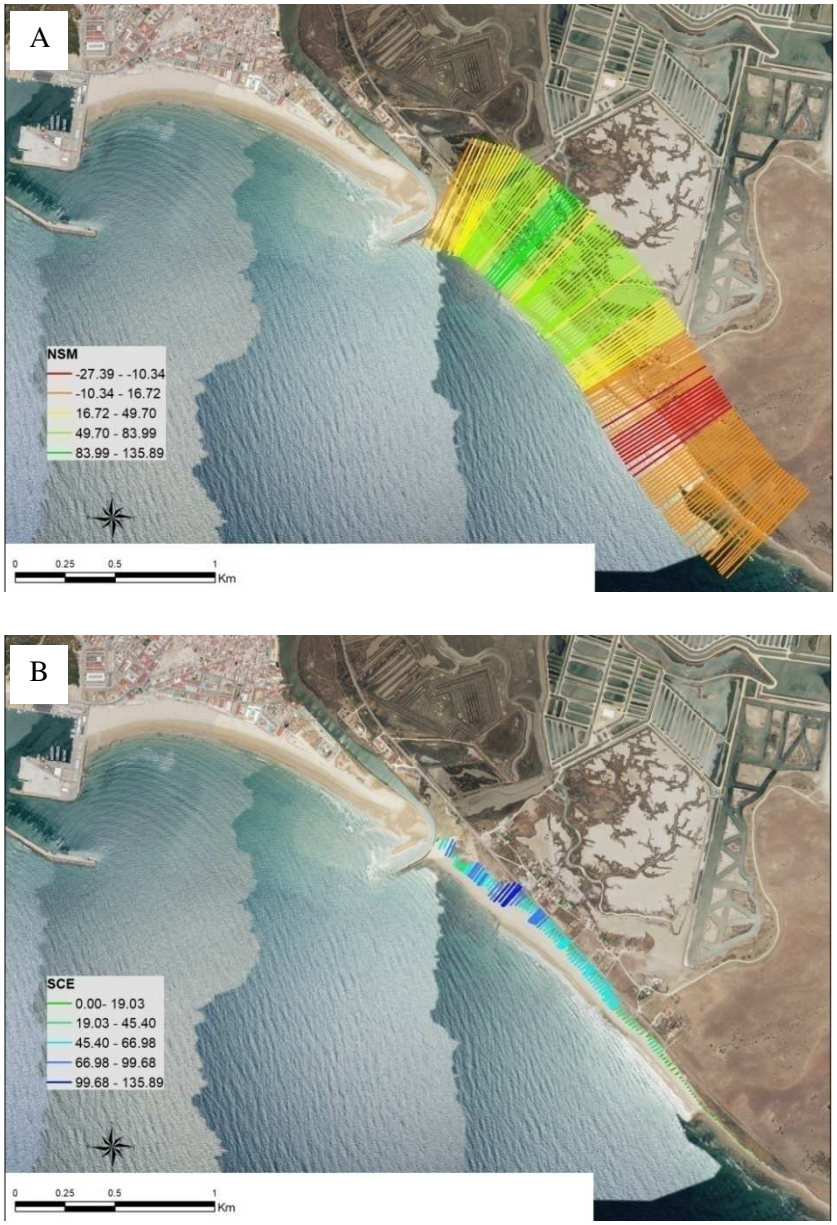


Figura 4.3.42. A: NSM (Net Shoreline Movement) del pie de duna en la playa de Barbate, B: SCE (Shoreline Change Envelope) del pie de duna en la playa de Barbate.



Figura 4.3.43. Evolución del pie de duna en la playa del Cañillo entre 1977 y 2016.

4.3.8. Bolonia

La zona de estudio de la ensenada de Bolonia tiene una longitud de 3200 metros, desde la gran duna móvil hasta las inmediaciones de la desembocadura del arroyo de la Churriana. A lo largo de la ensenada hay otros tres arroyos que desembocan en ella; el arroyo de las Viñas, el arroyo del Alpariate y el arroyo del Pulido. Son arroyos de corto recorrido pero con influencia en la geomorfología de la zona, provocando la aparición de una laguna estacional en la parte trasera de la playa. Para evaluar la tendencia de la línea de costa en la zona se ha utilizado como indicar la marca de agua (HWL). En este caso no se ha utilizado el pie de duna como indicador debido a la complejidad para identificarlo, ya que el edificio dunar carece de vegetación.

- Marca de agua

La figura 4.3.44. muestra las tasas de variación de la marca de agua en la ensenada de Bolonia, calculadas con los dos métodos estadísticos utilizados. Se observa que ambos métodos presentan resultados muy similares. En este caso la regresión lineal ofrece un resultado bastante satisfactorio, ya que más del 84 % de los transectos tienen un coeficiente de correlación lineal superior a 0,5 y el 24% de los mismo un R^2 superior a 0,75. Se observa que la marca de agua ha retrocedido considerablemente a lo largo de toda la zona de estudio.

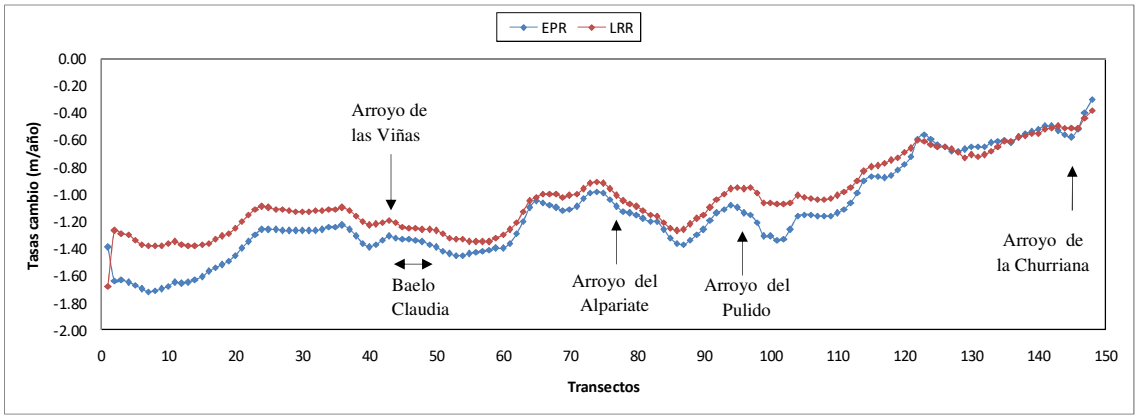


Figura 4.3.44. Tasas de variación longitudinal de la marca de agua (HWL) en la ensenada de Bolonia, calculadas por los dos métodos estadísticos utilizados.

Analizando detalladamente los resultados, se observa un primer tramo que corresponde con la gran duna móvil, que presenta una tasa media de -1,49 m/año y un retroceso medio de la marca de agua de -96 metros (Figura 4.3.45). Los siguientes 800 metros (transectos 20 a 63) presentan una tasa media de variación de -1,27 m/año y un retroceso medio de la marca de agua de -79 metros. En los siguientes 1000 metros la tasa de retroceso disminuye hasta un valor medio de -1,07 m/año y un retroceso medio de la marca de agua en torno a los 67 metros. En los últimos 500 metros de la ensenada de Bolonia los valores de erosión van disminuyendo hacia el extremo meridional, desde valores en torno a los -1,16 m/año al sur del arroyo del Pulido, hasta los -0,58 m/año en la desembocadura del arroyo de la Churriana.

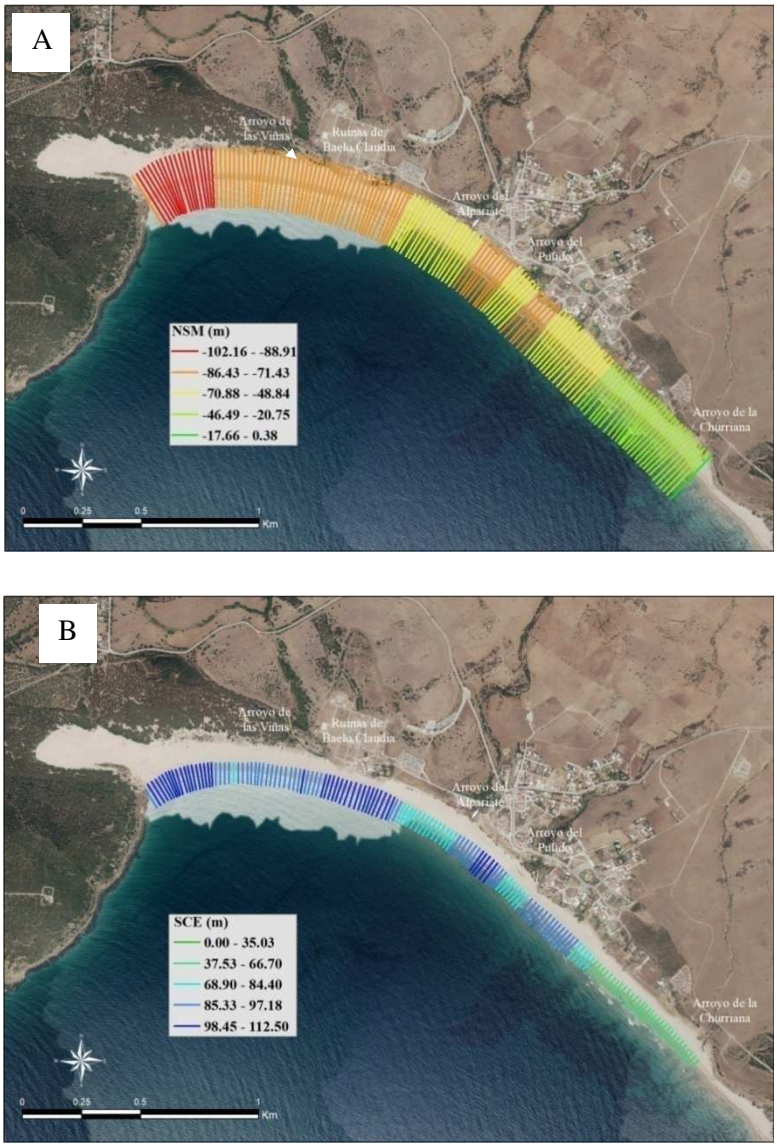


Figura 4.3.45. A: NSM (Net Shoreline Movement) de la marca de agua (HWL) en la ensenada de Bolonia. B: SCE (Shoreline Change Envelope) de la marca de agua (HWL) en la ensenada de Bolonia, la longitud de los transectos es proporcional al movimiento de la línea de costa.

4.3.9. Valdevaqueros

La zona de estudio de la ensenada de Valdevaqueros tiene una extensión de 2200 metros, desde la gran duna móvil de Valdevaqueros hasta unos 800 metros al sureste de la desembocadura del arroyo de la Piñas. Al igual que en la ensenada de Bolonia, la parte trasera de la playa presenta una depresión ocupada por una laguna estacional, en este caso generada principalmente por la desembocadura del río del Valle, separada del mar por cordones arenosos, de manera que la desembocadura del río se realiza por infiltración. Ocasionalmente, con los grandes caudales fluviales o con fuertes temporales marítimos, se produce la ruptura del cordón arenoso dando lugar a una comunicación directa con el mar

(Gracia y Benavente, 2000). En este caso, al igual que en la ensenada de Bolonia, solo se ha utilizado la marca de agua como indicador de la línea de costa.

- Marca de agua

En la figura 4.3.46 se exponen las tasas de variación de la marca de agua en la ensenada de Valdevaqueros, calculadas mediante los dos métodos estadísticos utilizados. Se observa que ambos métodos muestran resultados bastantes diferentes, en este caso la regresión lineal no ofrece un buen ajuste, ya que tan sólo el 22 % de los datos presentan un coeficiente de correlación lineal superior a 0,5. En general, se observa que toda la zona presenta una tendencia erosiva, que la regresión lineal tiende a maximizar, sobre todo en la parte central de la playa.

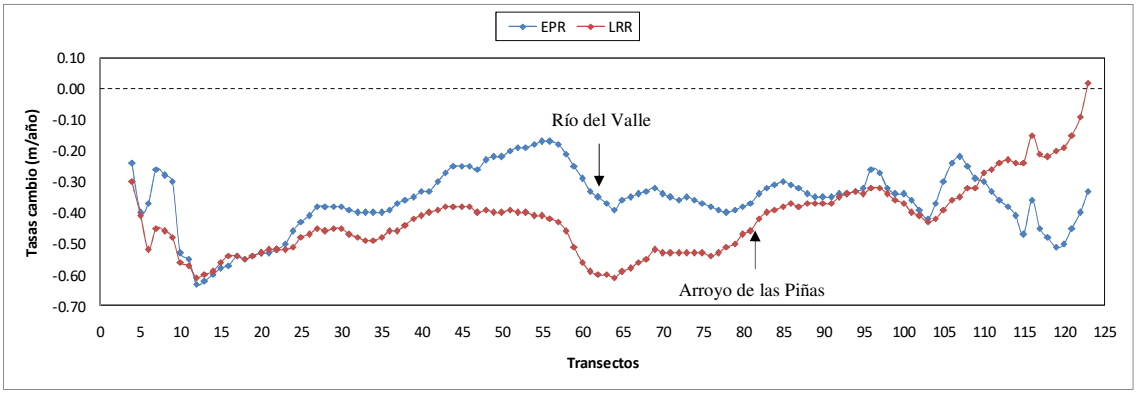


Figura 4.3.46. Tasas de variación longitudinal de la marca de agua (HWL) en la ensenada de Valdevaqueros, calculadas por los dos métodos estadísticos utilizados.

Debido a la diferencia de resultados entre los dos métodos estadísticos, se ha calculado la tasa promedio suavizada con un filtro de media móvil de tres puntos cuyo resultado se muestra en la figura 4.3.47.

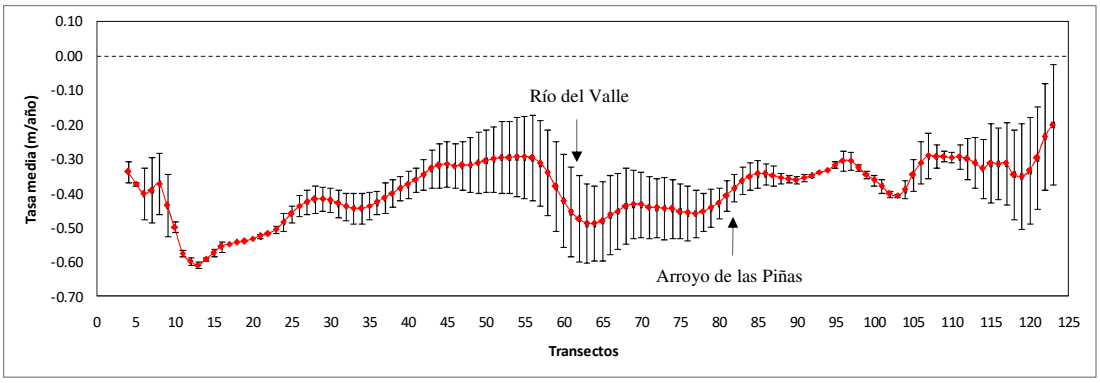


Figura 4.3.47. Tasa media de variación longitudinal de la marca de agua (HWL) en la ensenada de Valdevaqueros, las barras verticales representan el error sobre la media.

En la figura 4.3.47 se observa un primer tramo, al Oeste de la gran duna móvil, con una tasa de erosión media de -0,54 m/año. Esta erosión ha sido continua en el tiempo, pero en el período 1997-1998 se produjo un retroceso de hasta -16 metros en la zona, alcanzando máximos de hasta -37 metros durante el período de estudio (Figura 4.3.48). En las inmediaciones de la desembocadura del río del Valle la tasa de erosión media disminuye a -0,30 m/año y un retroceso medio de la marca de agua de -12 metros, para posteriormente aumentar de nuevo entre el río del Valle y el arroyo de la Piñas hasta una tasa media de -0,46 m/año. A partir del arroyo de la Piñas la tasa media de erosión disminuye a -0,33 m/año y el retroceso medio de la marca de agua es de -20 metros (Figura 4.3.48).

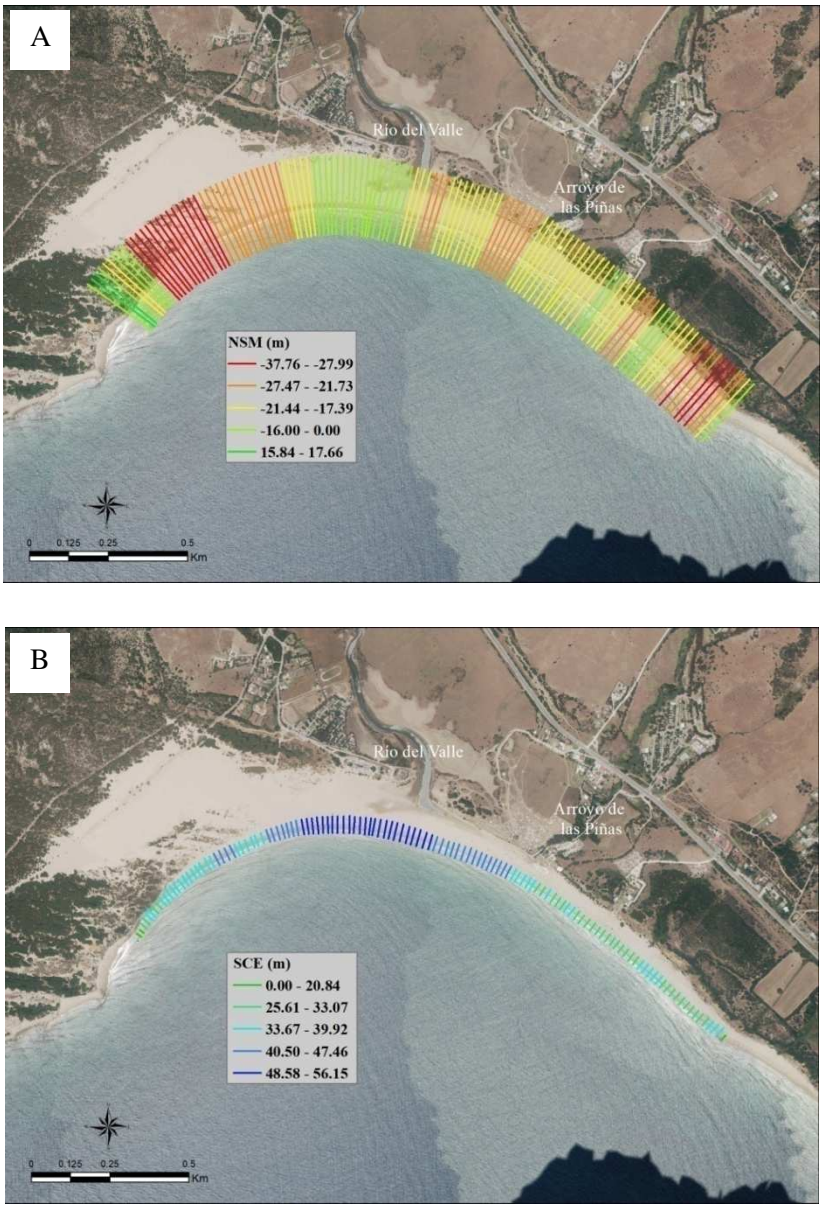


Figura 4.3.48. A: NSM (Net Shoreline Movement) de la marca de agua (HWL) en la ensenada de Valdevaqueros.B: SCE (Shoreline Change Envelope) de la marca de agua (HWL) en la ensenada de Valdevaqueros, la longitud de los transectos es proporcional al movimiento de la línea de costa.

4.3.10. Los Lances

La ensenada de Los Lances se extiende a lo largo de 7700 metros, desde la Punta de la Peña hasta Tarifa. Al igual que en las ensenadas de Bolonia y Valdevaqueros, la parte trasera de la playa está ocupada por una laguna temporal, en este caso entre los ríos Jara y Vega. Para evaluar las tendencias de la línea de costa de la ensenada de Los Lances se han utilizado la marca de agua y el pie de duna como indicadores de la posición de la línea de costa. Los resultados obtenidos para ambos indicadores se explican detalladamente a continuación.

- Marca de agua

Para evaluar la tasa de variación de la marca de agua en la playa de Los Lances no se ha utilizado la ortofoto de 1977. Cuando se realizó el vuelo fotogramétrico había una situación de oleaje energético en la zona, lo que ocasionó que éste tuviera mayor penetración sobre la playa. Debido a la dificultad para la identificación de la marca de agua correspondiente a la última pleamar y a que este estado puede inducir errores importantes en la evaluación de los cambios costeros, se ha decidido no utilizar esta ortofoto. Además, la ortofoto de 1956 presenta una muy mala calidad debido a la alta luminosidad de los fotogramas, sobre todo en la zona cercana a la Punta de la Peña, por lo que no se ha utilizado este vuelo entre los transectos 1 a 75.

En la figura 4.3.49 se muestran las tasas de cambio de la marca de agua calculadas por los dos métodos estadísticos habitualmente utilizados. Se observa que ambos métodos muestran resultados bastante similares, en este caso la regresión lineal no resulta apropiada para ajustar los datos ya que la mayoría de los transectos presentan un coeficiente de correlación inferior a 0,5.

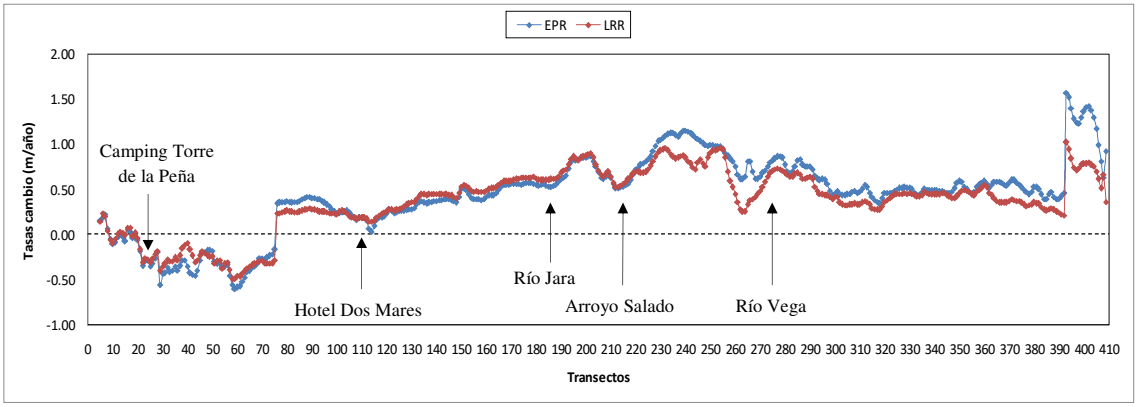


Figura 4.3.49. Tasas de variación longitudinal de la marca de agua (HWL) en la ensenada de Los Lances.

Analizando en detalle los resultados se observa que la zona cercana a la Punta de la Peña se ha mantenido relativamente estable, pero esta tendencia cambia en las inmediaciones del camping Torre de la Peña donde la tasa de variación media es de -0,31 m/año y un retroceso medio de la marca de agua de -10 metros (Figura 4.3.50). En esta zona la anchura de la playa es muy reducida y llega a desaparecer en pleamar. Por ello las instalaciones del camping han sido protegidas por una escollera. En los siguientes 800 metros continúa la tendencia erosiva, con una tasa media de -0,33 m/año.

A partir del transecto 75 la anchura de la playa aumenta y la tendencia en la tasa de variación se invierte, encontrando valores positivos de acreción para el resto de la playa de Los Lances. Así, en los 600 metros anteriores al Hotel Dos Mares la tasa media es de 0,27 m/año, aumentando hasta los 0,60 m/año poco antes de la desembocadura del río Jara. Los siguientes 1700 metros, entre las desembocaduras del río Jara y el río Vega, es donde habitualmente se encuentra la laguna temporal en la trasplaya. Debido a la presencia de esta laguna, en algunas de las ortofotos resulta complicado determinar la posición de la última pleamar. Por tanto, la tasa de acreción media de 0,76 m/año en esta zona debería tomarse con cierta cautela, ya que no resulta del todo exacta.

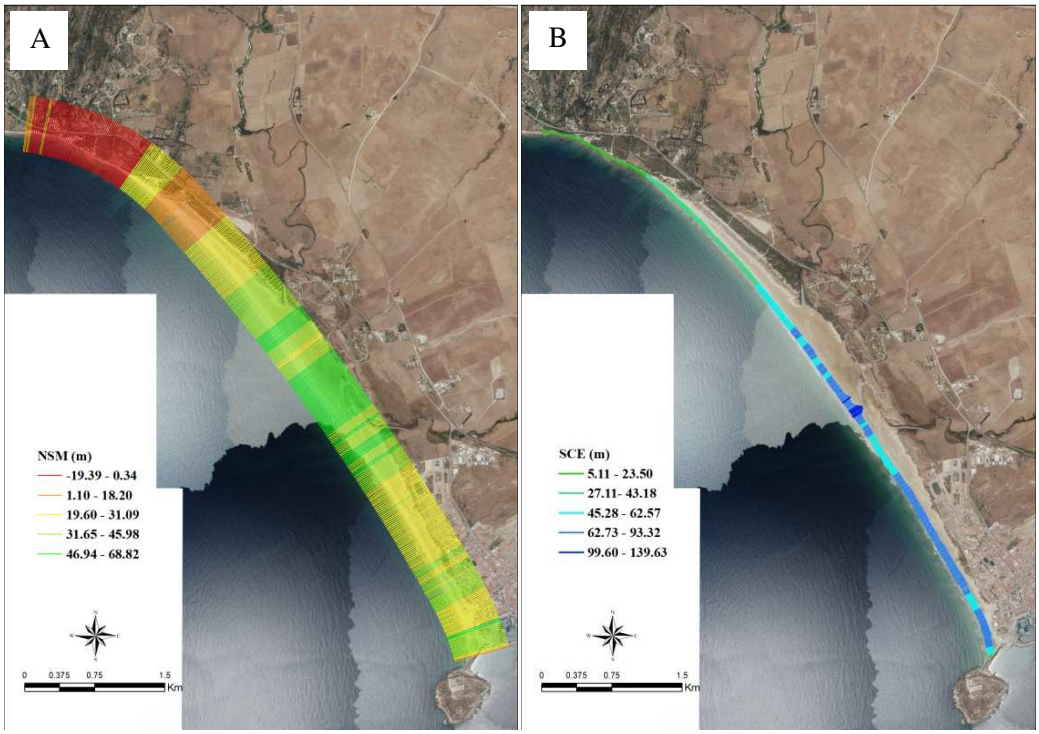


Figura 4.3.50. A: NSM (Net Shoreline Movement) de la marca de agua (HWL) en la ensenada de Los Lances, B: SCE (Shoreline Change Envelope) de la marca de agua (HWL) en la ensenada de Los Lances, la longitud de los transectos es proporcional al movimiento de la línea de costa.

A excepción de los últimos 350 metros, la zona meridional ha sufrido una tasa de acreción media de 0,43 m/año, con un avance medio de 29 metros (Figura 4.3.50 A). Como

se puede ver en la Figura 4.3.49, en los últimos 350 metros de la playa la tasa de variación aumenta hasta un valor medio de 0,88 m/año, esto ha ocasionado una acreción media de la línea de costa de más de 36 metros, alcanzando los 50 metros en la zona cercana a la carretera que une Tarifa con la Isla de Las Palomas (Figura 4.3.51).



Figura 4.3.51. Evolución de la marca de agua en la zona meridional de la ensenada de Los Lances.

Estas tasas de cambio se han mantenido relativamente constantes durante todo el periodo de estudio, a excepción del periodo 2008-2010, en el que el indicador de la marca de agua presenta un retroceso medio cercano a 48 metros en prácticamente toda la playa. Posteriormente, entre 2010 y 2013 se observa un periodo de acreción donde la línea de costa vuelve a tomar la posición en la que se encontraba en 2008, manteniéndose prácticamente invariable hasta 2016, a excepción de la zona meridional junto a la Isla de las Palomas, donde se observa una acreción de casi 30 metros.

- Pie de duna

A continuación se presentan los resultados obtenidos para de la variación del pie de duna en la ensenada de Los Lances durante el período de estudio. Debido a la mala calidad tanto de la ortofoto de 1956 como de la de 1984, no se han utilizado para estimar las tasas de variación del pie de duna en esta zona, ya que al utilizarlas se podrían inducir importantes errores en la cuantificación de los cambios costeros. Por tanto, en este caso el período de estudio del pie de duna sería desde 1977 hasta 2016. Cabe mencionar también, que en la zona norte del sector entorno al camping de la Peña, se ha utilizado como indicador de la evolución de la línea de costa el pie del microacantilado.

En la figura 4.3.52 se muestra la distribución longitudinal de las tasas de variación del pie de duna obtenidas mediante los dos métodos estadísticos utilizados. Se observa que ambos métodos muestran resultados muy parecidos, en este caso la regresión lineal ofrece un resultado satisfactorio, más del 53% de los transectos presentan un coeficiente de correlación lineal superior a 0,5 y casi el 30% de los mismo un R^2 superior a 0,75.

En general, se aprecia un avance del pie de duna en la mayor parte de la playa, a excepción de algunas zonas entre los ríos Jara y Vega. En cuanto a la zona septentrional, se observa una relativa estabilidad del microacantilado que se extiende desde el norte de la ensenada hasta las inmediaciones del camping de la Peña, al menos a la escala espacial planteada en este trabajo.

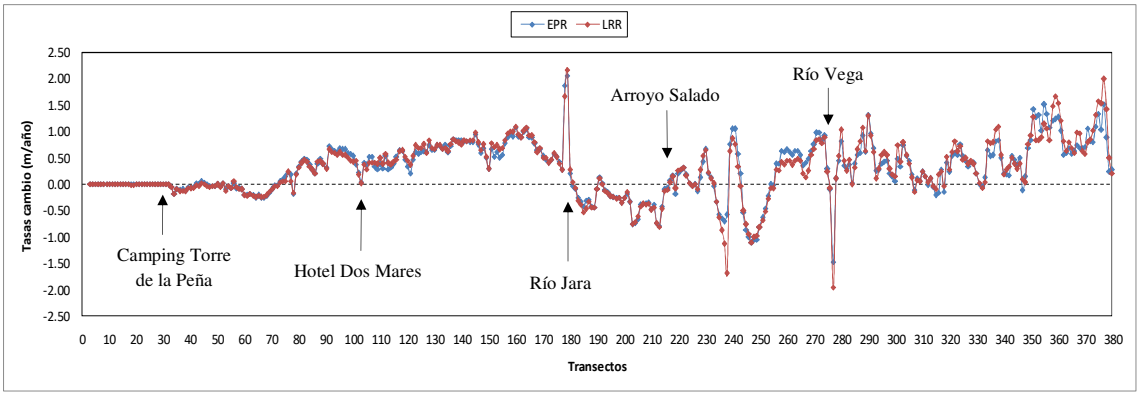


Figura 4.3.52. Tasas de variación longitudinal del pie de duna en la ensenada de Los Lances, calculadas por los dos métodos estadísticos utilizados.

Analizando en detalle los resultados, se aprecia que en los 1700 metros anteriores a la desembocadura del río Jara, el pie de duna ha avanzado con una tasa media 0,65 m/año. En esta zona se ha confirmado un importante aumento en la densidad de la vegetación dunar (Figura 4.3.53), lo que favorecido la estabilidad de las misma y los procesos de acreción, suponiendo un crecimiento medio del pie de duna entorno a los 25 metros (Figura 4.3.54).



Figura 4.3.53. Evolución del pie de duna entre el Camping Torre de la Peña y la desembocadura del río Jara durante el período de estudio.

La evolución del pie de duna de la zona comprendida entre las desembocaduras de los río Jara y Vega ha venido determinada por la variabilidad de la laguna estacional y por las migraciones laterales de ambas desembocaduras, de ahí que los resultados muestren tantas fluctuaciones. Se observan dos zonas en las inmediaciones de la desembocadura del arroyo Salado, donde el pie de duna ha retrocedido con una tasa media de -0,50 m/año. En cambio, el pie de duna de los 450 metros anteriores a la desembocadura del río Vega ha avanzado con una tasa media de 0,40 m/año y una acreción media en torno a los 16 metros (Figura 4.3.54).

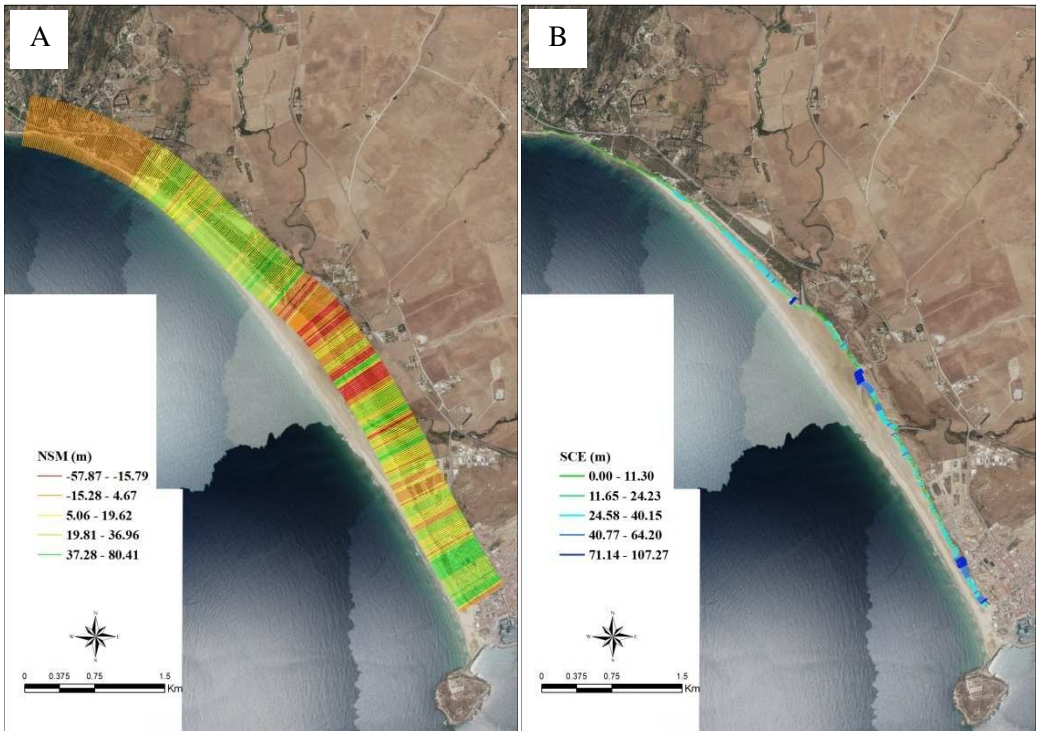


Figura 4.3.54. A: NSM (Net Shoreline Movement) del pie de duna en la ensenada de Los Lances, B: SCE (Shoreline Change Envelope) del pie de duna en la ensenada de Los Lances.

La zona meridional de la playa se caracteriza por la acreción del pie de duna, presentando una tasa media de 0,60 m/año y una tasa máxima de 1,75 m/año en el extremo sur del la zona. Esta tasa de acreción ha ocasionado un avance medio del pie de duna de más de 20 metros, encontrando algunos puntos con hasta 59 metros de avance (Figura 4.3.54).

4.3.11. La Alcaidesa

La zona de estudio de la playa de la Alcaidesa tiene una extensión de poco más de 1000 metros en dirección Suroeste, a la sombra del cabo de Punta Mala. Para evaluar las tendencias costeras en la zona se han utilizado como indicadores de la posición de la línea de costa la marca de agua (HWL) y el pie de duna. Para seguir la misma metodología que en el resto de zonas, los transectos se han distribuido desde la zona de sombra de la bahía en Z hasta la zona tangencial, en este caso en dirección Suroeste. Por este motivo, los transectos en las gráficas se han establecido de derecha a izquierda.

- Marca de agua

En la figura 4.3.55 se muestran las tasas de variación de la marca da agua calculadas con los dos métodos estadísticos habituales. En ella se observa que los resultados de los dos métodos muestran bastantes diferencias a lo largo de toda la playa, la tasa de punto final tiende a maximizar tanto la erosión como la acreción a lo largo de la zona de estudio. En este caso la regresión lineal no resulta apropiada para ajustar los datos, ya que más del 90% de los transectos presentan un coeficiente de correlación lineal inferior a 0,5. Debido a las diferencias que ofrecen los dos métodos estadísticos, se ha calculado la tasa promedio suavizada con un filtro de media móvil de tres puntos, junto con su desviación típica (Figura 4.3.56).

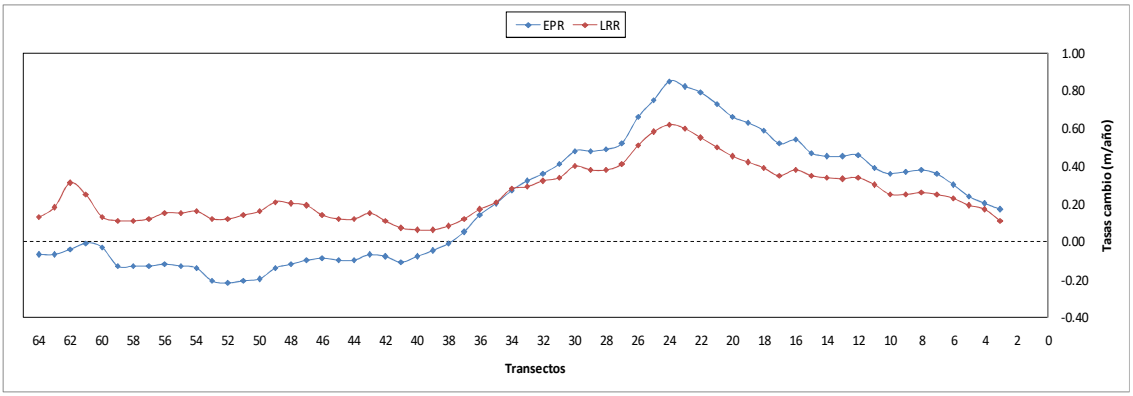


Figura 4.3.55. Tasas de variación longitudinal de la marca de agua (HWL) en la playa de La Alcaidesa.

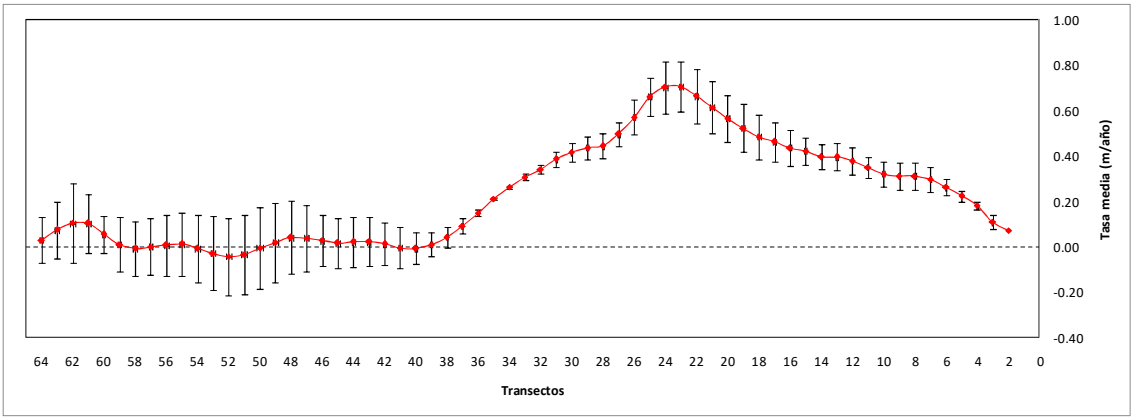


Figura 4.3.56. Tasa promedio de variación de la marca de agua (HWL) a lo largo de la playa de La Alcaidesa, las barras verticales representan el error sobre la media.

Analizando las figuras 4.3.55 y 4.3.56, se observa como la zona septentrional de la playa se caracteriza por un avance de la línea de costa, con una tasa media de 0,39 m/año y máxima de 0,85 m/año. Ocasionando valores medios del avance de la línea de costa de 25 metros y máximos de más de 50 metros (Figura 4.3.57). El progreso de la línea de costa en la zona norte de la playa ha sido constante durante todo el período de estudio.

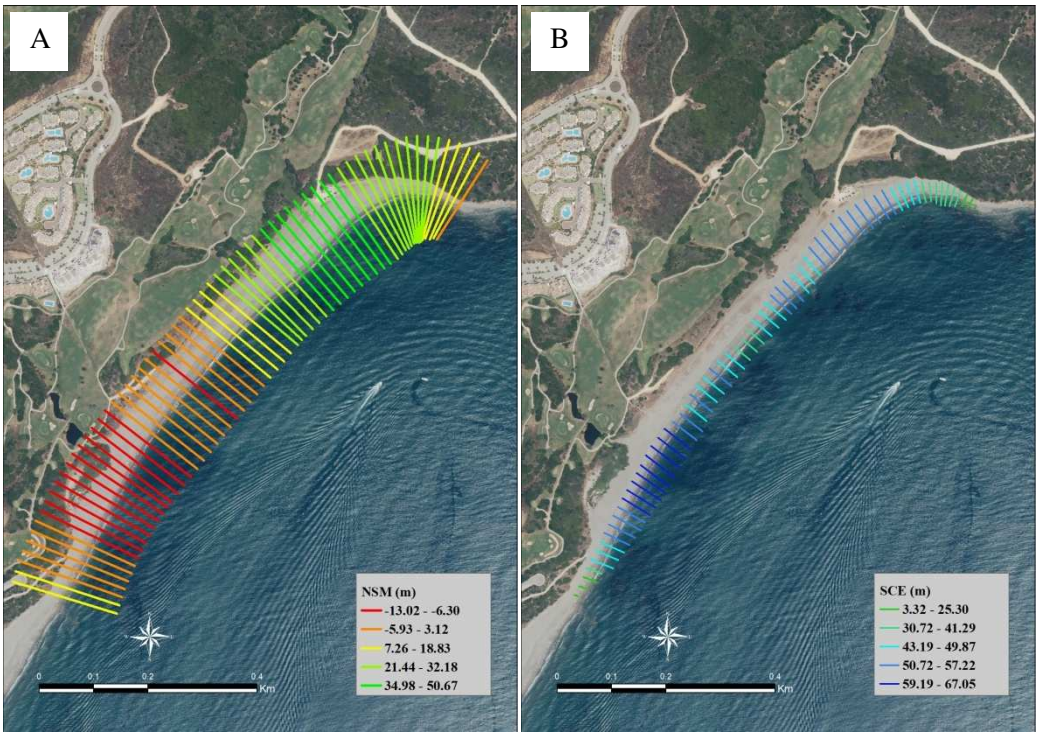


Figura 4.3.57. A: NSM (Net Shoreline Movement) de la marca de agua (HWL) en la playa de La Alcaidesa, B: SCE (Shoreline Change Envelope) de la marca de agua (HWL) en la playa de La Alcaidesa, la longitud de los transectos es proporcional al movimiento de la línea de costa.

En cuanto a la mitad meridional de la playa, en las figuras 4.3.55 y 4.3.56 se aprecia una relativa estabilidad. En cambio, en la figura 4.3.57 B se observa que en esta zona se registran los mayores movimientos netos de la marca de agua, con máximos de hasta 67 metros. La evolución de esta zona no ha sido constante, entre 1956 y 1997 la línea

de costa sufrió un gran avance (Figura 4.3.58), con una tasa media de acreción de casi 2 m/año. Este avance fue muy importante sobre todo en el período 1984-1997, con una tasa media de acreción de 2,3 m/año. A partir de 1997 la tendencia se invirtió y la marca de agua fue retrocediendo con una tasa media de -1,68 m/año hasta situarse casi en la misma posición que en 1956.

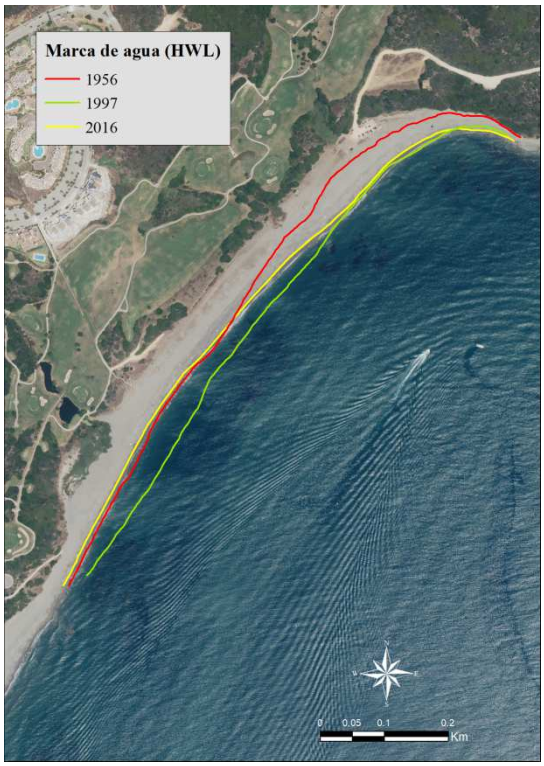


Figura 4.3.58. Evolución de la marca de agua en la playa de La Alcaidesa durante el periodo de estudio. La imagen de fondo es la ortofoto de 2016.

- Pie de duna

En la figura 4.3.59 se han representado las tasas de cambio del pie de duna en la playa de La Alcaidesa, calculadas con los dos métodos estadísticos habituales. Para esta zona no se han utilizado las ortofotos de 1956, 1984 y 2007 debido a la mala calidad de las imágenes en este sector de la costa. Se observa que ambos métodos proporcionan un resultado bastante similar, sobre todo en la mitad norte de la playa. Al igual que para la marca de agua, la regresión lineal tampoco ofrece un resultado satisfactorio, tan solo el 26% de los transectos muestran un coeficiente de correlación lineal superior a 0,5. En general, se observa que los mayores avances del pie de duna se han producido en la zona norte del sector meridional.

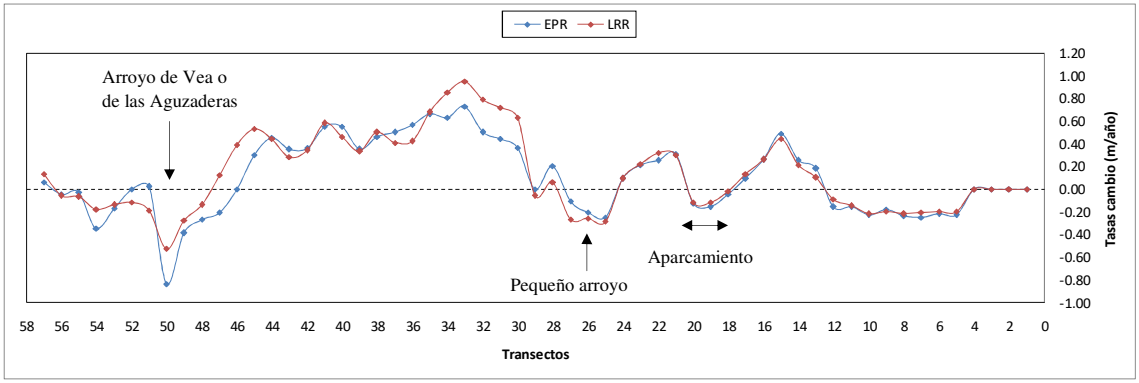


Figura 4.3.59. Tasas de variación longitudinal del pie de duna en la playa de La Alcaidesa, calculadas por los dos métodos estadísticos utilizados.

Analizando en detalle los resultados, se observa que el norte de la bahía, correspondiente con la zona de sombra, se caracteriza por la estabilidad y un pequeño tramo de unos 40 metros con una tasa de erosión media de -0,20 m/año. En los siguientes 150 metros se ha producido acreción del pie de duna con una tasa de crecimiento media de 0,21 m/año, lo que ha ocasionado un avance medio del pie de duna de aproximadamente 8 metros (Figura 4.3.60). Esta zona se encuentra interrumpida en el centro, por un tramo de unos 50 metros, en el que se instaló una zona de aparcamiento con un carril de acceso a la playa sobre las antiguas dunas durante los años 90. Se aprecia el crecimiento de pequeñas dunas embrionarias al norte del aparcamiento a partir de 2008, que se han ido consolidando con la presencia de vegetación.

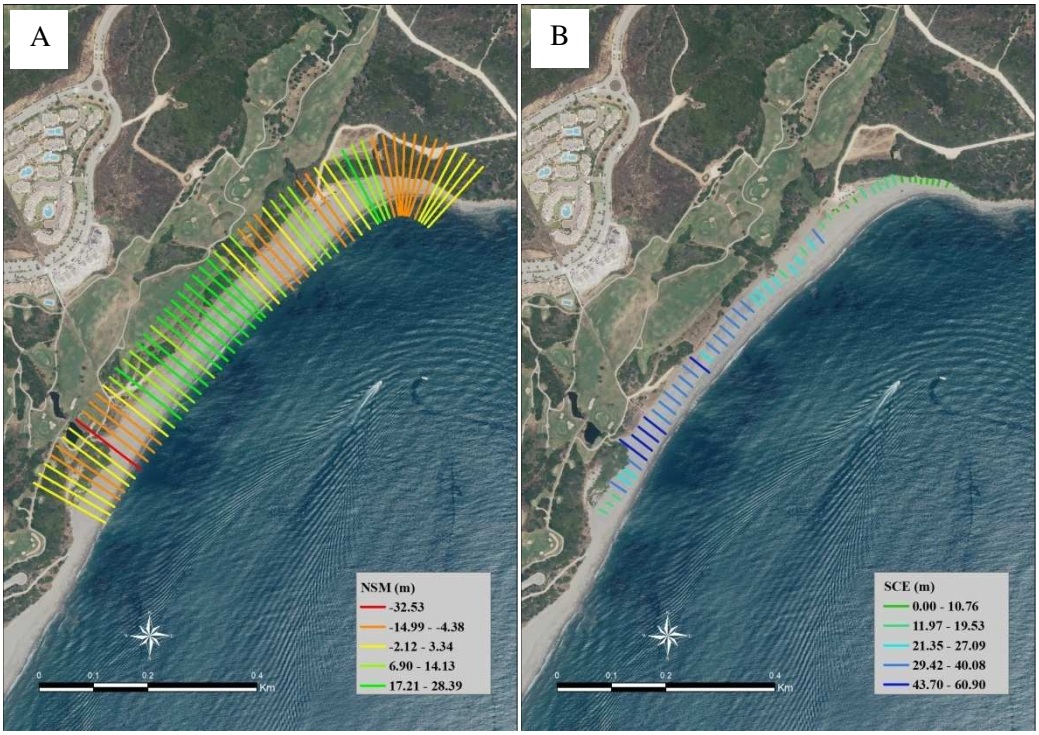


Figura 4.3.60. A: NSM (Net Shoreline Movement) del pie de duna en la playa de La Alcaidesa, B: SCE (Shoreline Change Envelope) del pie de duna en la playa de La Alcaidesa.

Aproximadamente en el centro de la playa, se observa una zona de erosión ocasionada por la presencia de un pequeño arroyo estacional que desemboca en la playa cortando el cordón dunar. Las migraciones del arroyo y sus diferencias de caudal han ocasionado la erosión de las dunas de esta zona. Desde esta zona y hasta la desembocadura del arroyo de Vea o de las Aguzaderas, aparece un tramo de unos 400 metros de longitud con una tasa media de acreción de 0,45 m/año y un avance medio del pie de duna de 16 metros (Figura 4.3.60). En la zona meridional de la playa se encuentra la desembocadura del arroyo de Vea, el cuál desemboca en la trasplaya en dirección Sur tras el cordón dunar, dando origen a un pequeño charcón que a partir del año 2004 se ha ido cubriendo con vegetación.

4.3.12. Sotogrande

La zona de estudio en la playa de Sotogrande se extiende a lo largo de 1500 metros en dirección Suroeste desde la desembocadura del río Guadiaro. Se ha empleado la marca de agua (HWL) como indicador de la línea de costa para evaluar las tendencias costeras de la zona. En este caso no se ha utilizado el pie de duna como indicador porque prácticamente la totalidad de las dunas del área de estudio fueron destruidas a principio de los años 60 con el inicio de la urbanización en la zona (Figura 4.3.61). Al igual que en la playa de La Alcaidesa, los transectos se han establecido desde la zona de sombra hacia la zona tangencial, es por ello que aparecen de derecha a izquierda en las diferentes gráficas.

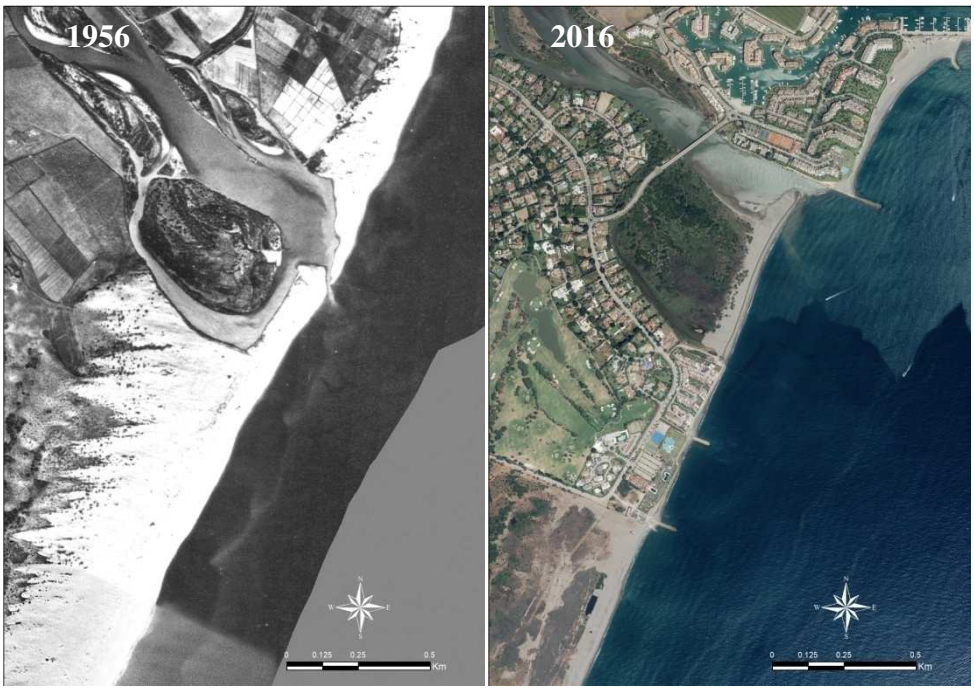


Figura 4.3.61. Evolución de la playa de Sotogrande entre 1956 y 2016. Obsérvese la destrucción del extenso campo de dunas móviles parabólicas al sur de la desembocadura del río Guadiaro.

- Marca de agua

Las tasas de variación de la marca de agua para esta zona, calculadas por los dos métodos estadísticos habituales, se muestran en la figura 4.3.62. Se observa que ambos métodos muestran un resultado similar en la zona meridional de la playa y difieren un poco en la zona septentrional. En este caso la regresión lineal resulta muy adecuada para ajustar los datos, ya que el 100% de los transectos presentan un coeficiente de correlación superior a 0,75. En general, se observa que la línea de costa ha sufrido un importante retroceso a lo largo de toda la playa.

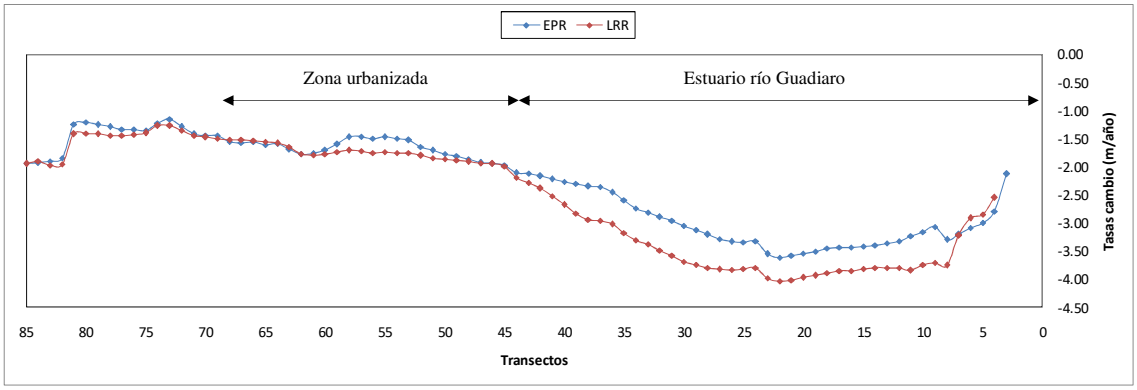


Figura 4.3.62. Tasas de variación longitudinal de la marca de agua (HWL) en la playa de Sotogrande.

Analizando los resultados en detalle, se observa un gran retroceso de la línea de costa en la zona norte de la playa, donde se encuentra el estuario y la desembocadura del río Guadiaro. Esta zona presenta una tasa de retroceso media de -3,21 m/año, lo que ha generado un retroceso medio de la línea de costa de -176 metros y máximos de hasta -215 metros (Figura 4.3.65). Se trata de una zona muy dinámica en la que se han producido muchos cambios debido a las migraciones de la flecha y la contraflecha en la desembocadura del río y a las intervenciones antrópicas en la zona. Aunque el retroceso de la línea de costa ha sido continuo, no ha sido constante. En 1956 la desembocadura del río, que anteriormente desaguaba por dos caños simétricos al Norte y al Sur, evolucionó rápidamente hacia el Norte aproximadamente 300 metros y el caño norte tomó relevancia sobre el sur (Figura 4.3.63). En 1973 queda aislado y anulado de forma definitiva el caño sur y se construye en la desembocadura un espigón en el margen izquierdo del río para evitar el cierre de la bocana. Estos cambios ocasionaron un retroceso de la línea de costa de casi -60 metros entre 1956 y 1977, con una tasa media de erosión de -2,57 metros/año (Figura 4.3.64). Posteriormente, en 1987 se inauguró el Puerto de Sotogrande al norte de la desembocadura del río Guadiaro y entre 1984 y 1997 se produjo un gran retroceso de la línea de costa en la zona norte de la playa, con una tasa media de -3,61 m/año. Entre 1997

y 2001 continúa el retroceso de la línea de costa en la zona a menor ritmo, con una tasa media de -2,5 m/año. En cambio entre 2001 y 2004 vuelve a aumentar la tasa de erosión, alcanzando valores de hasta -6 m/año, con un retroceso medio de -18 metros de la línea de costa. A partir de 2004 el retroceso continúa pero la tasa media disminuye hasta -2,75 m/año.



Figura 4.3.63. Evolución de la desembocadura del río Guadalete entre 1946 y 1956. Obsérvese la migración hacia al norte de la desembocadura. Las imágenes no tienen la misma escala, la imagen de 1946 ha sido tomada de la Fototeca Digital del Instituto Geográfico Nacional y la imagen de 1956 es la ortofoto de ese año.



Figura 4.3.64. Evolución de la línea de costa en la desembocadura del río Guadalete entre 1956 y 1977. La fotografía de fondo es la ortofoto de 1977.

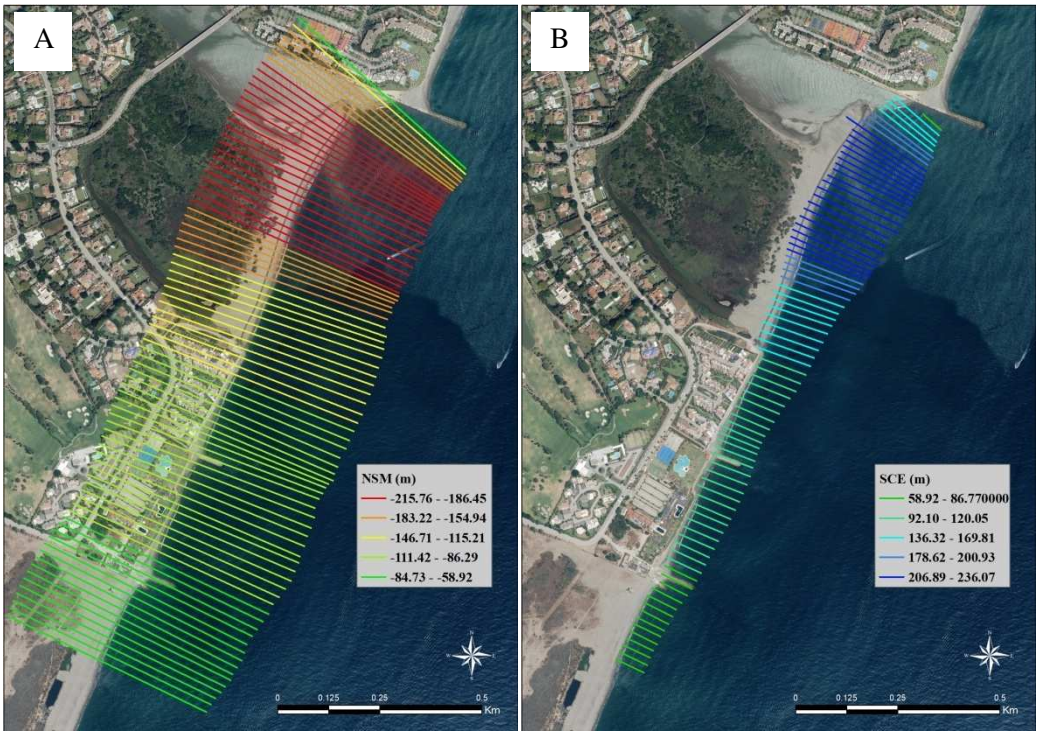


Figura 4.3.65. A: NSM (Net Shoreline Movement) de la marca de agua (HWL) en la playa de Sotogrande, B: SCE (Shoreline Change Envelope) de la marca de agua (HWL) en la playa de Sotogrande, la longitud de los transectos es proporcional al movimiento de la línea de costa.

Al analizar la zona meridional de la playa, se observa también un retroceso importante de la línea de costa. La tasa media de erosión en esta zona es de -1,62 m/año y se ha registrado un retroceso medio de la línea de costa de -90 metros (Figura 4.3.65). Al igual que la zona norte, el retroceso de la línea de costa ha sido continuo durante el período de estudio pero no constante. Entre 1956 y 1984 la tasa de erosión fue de -1,42 m/año, aumentando hasta -3,08m/año entre 1984 y 1997. Desde 1997 hasta 2001 la tasa de erosión disminuyó hasta -2,5 m/año, para volver a experimentar un gran aumento entre 2001 y 2004 donde alcanzó un valor medio de -4,33 m/año. Entre 2004 y 2008 casi toda la zona permaneció relativamente estable, a excepción de los últimos 200 metros, donde la construcción de un pequeño espigón entre 2004 y 2006, ocasionó un retroceso de -35 metros de la línea de costa. Entre 2008 y 2010 se produjo un importante aumento en la erosión de la línea de costa de la zona, con una tasa media de -12,5 m/año y un retroceso de la línea de costa de más de 25 metros en tan sólo dos años. Esta erosión fue generalizada en todo el área, ocasionando la pérdida de toda la playa en la zona urbanizada, lo que obligó a instalar una escollera para proteger las construcciones (Figura 4.3.66). Como medida de protección del litoral de la zona, se instalaron dos espigones perpendiculares a la línea de costa, el primero al sur en 2014 y el segundo al norte de la

urbanización en 2015. Se ha observado una acreción de la línea de costa de unos 19 metros al norte del espigón Norte y de 14 metros al norte del espigón Sur (Figura 4.3.67).

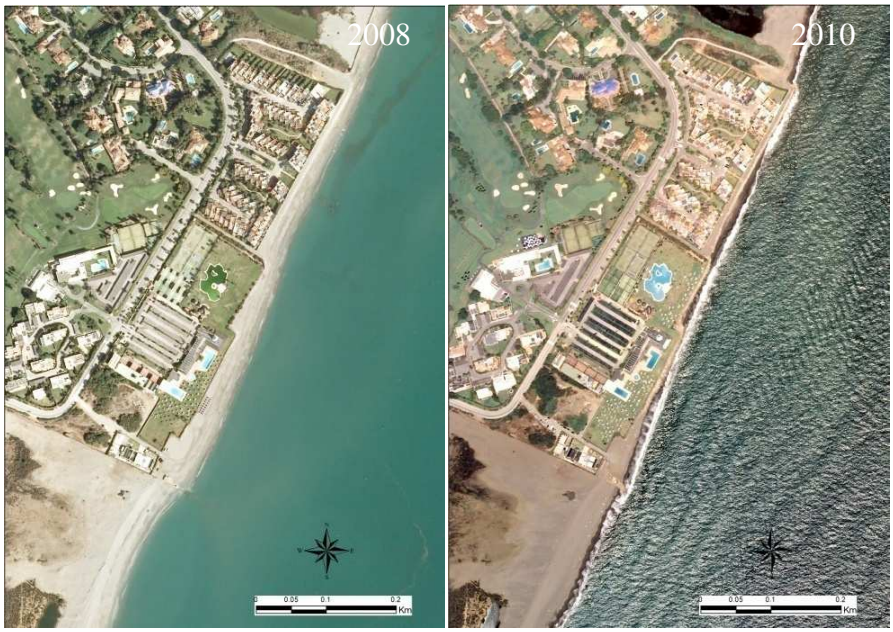


Figura 4.3.66. Evolución de la línea de costa en la zona urbanizada de la playa de Sotogrande. Obsérvese la desaparición de prácticamente la totalidad de la playa frente a la urbanización.



Figura 4.3.67. Detalle de la zona urbanizada de la playa de Sotogrande. La línea roja es la marca de agua (HWL) de 2013 y la fotografía de fondo la ortofoto de 2016. Obsérvese la acreción de la línea de costa en 2016 en torno a los dos espigones.

4.4. ESTUDIO DE ESTABILIDAD

Como ya se comentó en el apartado de metodología, para realizar el estudio de estabilidad de las doce bahías en Z analizadas, se ha tenido en cuenta la información procedente de tres fuentes. Por un lado, se han utilizado los resultados obtenidos en el apartado anterior para conocer cuál ha sido su evolución en los últimos sesenta años, asimismo se ha hecho un estudio del clima marítimo durante esos sesenta años para conocer el número y la magnitud de los temporales de la zona, y por otro lado, se ha utilizado el *software* MepBay® en algunas de las bahías estudiadas.

4.4.1. Análisis de los datos de oleaje

A continuación se presentan los resultados obtenidos tras el estudio de los datos de oleaje de los 4 puntos HIPOCAS distribuidos a lo largo de la zona de estudio. Como ya se describió en la metodología, se eligieron 3 puntos en el litoral atlántico denominados Cádiz, Conil y Bolonia, por su localización frente a estas zonas de la costa y uno en el litoral mediterráneo al que se ha denominado Alborán, por estar situado justo al lado de la boya del Mar Alborán.

Para el frente costero de Cádiz se han aislado y caracterizado 518 tormentas entre enero de 1958 y diciembre de 2016 (Tabla 4.1.1), con un intervalo sin datos de 4 años desde diciembre de 2001 a diciembre de 2005, como ya se comentó en la metodología. Esto ha supuesto un total 27 423 horas (1142 días exactamente) de temporal durante este periodo, con un total del SPI para la zona de 297 984 $m^2 \cdot h$. Se han identificado un total de 107 grupos de tormentas, con una altura promedio del oleaje de 2,99 metros.

Periodo	Nº tormentas	Hs promedio (m)	Duración (h)	SPI ($m^2 \cdot h$)	SPI promedio anual	Nº Grupos
1958-1976	168	3,06	8523	94 264	4961	36
1977-1983	56	3,05	2532	31 115	4445	10
1984-1996	109	3,08	4416	50 927	3917	24
1997	10	3,09	399	5628	5628	2
1998-2001	31	3,06	1644	17 841	4460	5
Dic 2005-2006	8	2,88	537	4828	2414	3
2007	3	2,87	198	1727	1727	0
2008-2009	23	3,02	2367	26 037	13 019	6
2010-2012	46	2,91	2979	28 199	9400	10
2013-2016	64	2,89	3828	37 418	9354	11

Tabla 4.4.1. Periodos de estudio y características de las tormentas durante cada periodo para el punto HIPOCAS de Cádiz.

Respecto al frente costero de Conil, se han identificado y caracterizado 495 tormentas desde enero de 1958 a diciembre de 2016 (Tabla 4.4.2.), con un intervalo de 4 años sin datos al igual que en el punto anterior, lo que corresponde a un total de 26 879 horas de temporal durante este periodo, aproximadamente 1120 días y un valor de SPI total de 300 007 $m^2 \cdot h$. Además se han identificado 102 grupos de temporal, con una altura media de oleaje de 3,01 metros.

Periodo	Nº tormentas	Hs Promedio (m)	Duración (h)	SPI (m2·h)	SPI promedio anual	Nº Grupos
1958-1976	174	3,10	8250	94 163	4956	36
1977-1983	59	3,07	2538	32 586	4655	11
1984-1996	104	3,06	4491	52 037	4003	22
1997	7	3,26	399	5926	5926	2
1998-2001	28	3,08	1587	17 543	4386	4
Dic 2005-2006	8	2,85	579	5011	2506	3
2007	5	2,70	222	1643	1643	1
2008-2009	19	3,10	2403	27 198	13 599	5
2010-2012	31	2,98	2364	23 814	7938	8
2013-2016	60	2,90	4041	40 084	10 021	10

Tabla 4.4.2. Periodos de estudio y características de las tormentas durante cada periodo para el punto HIPOCAS de Conil.

En el punto HIPOCAS situado frente a las costas de Bolonia, se han identificado y caracterizado 611 tormentas en esta zona del litoral atlántico gaditano en el mismo intervalo de tiempo que para los puntos de Cádiz y Conil, lo que ha supuesto un total de 31 782 horas en condiciones de temporal, aproximadamente 1324 días (Tabla 4.4.3.) y un valor de SPI total de 339 599 $m^2 \cdot h$. Paralelamente, se han identificado 123 grupos de tormentas, con una altura de ola media de 2,98 metros.

Periodo	Nº tormentas	Hs Promedio (m)	Duración (h)	SPI (m2·h)	SPI promedio anual	Nº Grupos
1958-1976	197	3,05	8805	95 738	5039	36
1977-1983	69	3,03	2577	31 710	4530	15
1984-1996	131	3,01	5004	55 483	4268	32
1997	9	3,17	423	5799	5799	3
1998-2001	33	3,02	1647	17 534	4384	5
Dic 2005-2006	9	2,89	669	5823	2911	4
2007	6	2,70	255	1935	1935	1
2008-2009	25	3,09	2787	32 831	16 416	6
2010-2012	46	2,93	3483	33 947	11 316	8
2013-2016	86	2,86	6132	58 799	14 700	13

Tabla 4.4.3. Periodos de estudio y características de las tormentas durante cada periodo para el punto HIPOCAS de Bolonia.

Respecto al punto HIPOCAS situado cerca de la boya del Mar de Alborán (Tabla 4.4.4.), se han identificado y caracterizado 600 tormentas en la zona desde enero de 1958 a diciembre de 2016, lo que corresponde a un total de 22 919 horas de temporal (aproximadamente 955 días) y un valor de SPI total de 173 098 $m^2 \cdot h$. Además, se han determinado 124 grupos de tormentas durante el periodo de estudio, con una altura de ola media de 2,57 metros.

Periodo	Nº tormentas	Hs Promedio (m)	Duración (h)	SPI (m2·h)	SPI promedio anual	Nº Grupos
1958-1976	179	2,49	7314	53 198	2800	42
1977-1983	61	2,59	2401	18 764	2681	14
1984-1996	153	2,55	6173	48 111	3701	33
1997	18	2,56	710	5117	5117	4
1998-2001	49	2,44	1730	11 886	2972	4
2002-2003	20	2,60	721	6280	3140	5
2004-2005	30	2,46	921	6236	3118	6
2006	2	2,78	66	570	570	0
2007	6	2,62	179	1441	1441	0
2008-2009	17	2,53	582	4398	2199	3
2010-2012	28	2,61	1020	8006	2669	4
2013-2016	37	2,66	1102	9092	2273	9

Tabla 4.4.4. Periodos de estudio y características de las tormentas durante cada periodo para el punto HIPOCAS de Alborán.

En la figura 4.4.1. se ha representado el *Storm Power Index* (SPI) de cada temporal que se ha producido en la costa atlántica gaditana durante el periodo de estudio. En el periodo 1956-1977, se observa que finales de los 50 y principios de los 60 del siglo pasado fueron años muy energéticos. Destacan en esos años varios temporales con un valor de SPI superior a 2000 $m^2 \cdot h$ durante los años 1960, 1961 y 1962, alcanzando valores máximos de SPI en la zona de Cádiz (Figura 4.4.1. A). Hay que destacar también un temporal en diciembre de 1958 muy energético, con un valor máximo de SPI de 4901 $m^2 \cdot h$ registrado en la zona de Conil (Figura 4.4.1. B), y el más energético de todo el periodo en enero de 1971, superando los 5000 $m^2 \cdot h$ en las tres zonas y alcanzando un valor máximo de 5354 $m^2 \cdot h$ también en la zona de Conil. Durante este periodo se distinguen los años 1959, 1960, el intervalo 1963-1966 y el año 1972 con más de 10 temporales al año y más de 2 grupos de temporal cada uno, destaca el año 1963 en la zona de Bolonia con un máximo de 19 temporales. Los años menos energéticos del periodo fueron los comprendidos entre 1966-1969 y al final del periodo, entre 1974 y 1977.

En el periodo 1977-1983 destacan cuatro temporales muy energéticos; el primero de ellos se registró en febrero de 1978, alcanzando un valor máximo de 2861 $m^2 \cdot h$ en la

zona de Cádiz y con valores superiores a 2000 $m^2 \cdot h$ en las demás zonas. Los dos temporales siguientes, en febrero de 1979 y diciembre de 1981, fueron los más energéticos de todo el periodo, alcanzando cerca de 4000 $m^2 \cdot h$ en la zona de Conil (Figura 4.4.1. B) y superando 3400 $m^2 \cdot h$ en las demás zonas. El último temporal destacable del periodo se registró en diciembre de 1983, con un valor máximo de 2968 $m^2 \cdot h$ en la zona de Conil y valores en torno a 2800 $m^2 \cdot h$ en las zonas de Cádiz y Bolonia (Figuras 4.4.1. A y C). Durante este intervalo de tiempo destacan los años 1977, 1978 y 1979 con más de 10 temporales y más de dos grupos cada uno, sobresaliendo el año 1978 en la zona de Bolonia, donde se registró un máximo de 17 temporales y 4 grupos de temporal.

El periodo 1984-1996 es un periodo menos energético que los dos anteriores. En este caso destacan los inviernos de 1985 y 1989, con tres temporales con valores en torno a 2000 $m^2 \cdot h$ en las tres zonas, a excepción del último de ellos desarrollado en diciembre de 1989 que registró 2802 $m^2 \cdot h$ en la zona de Conil. Destacan también dos temporales más durante el invierno de 1996 con valores cercanos a 3000 $m^2 \cdot h$ en las tres zonas, alcanzando el primero de ellos, en enero de ese año, un valor de 3930 $m^2 \cdot h$ en la zona de Conil. Durante este periodo destacan los años 1987, 1989 y 1996 como los años con más temporales, alcanzando máximos en la zona de Bolonia con 11, 15 y 16 temporales anuales respectivamente.

El año 1997 fue un año energético, destacando un temporal registrado el 15 de diciembre, con un máximo de 2830 $m^2 \cdot h$ en la zona de Conil y valores superiores a 2500 $m^2 \cdot h$ en las otras dos zonas.

En el periodo 1998-2001 destaca un temporal registrado en diciembre del año 2000 que alcanzó un valor máximo de 3389 $m^2 \cdot h$ en la zona de Cádiz y con valores superiores a 3200 $m^2 \cdot h$ en las otras dos zonas. Los años más energéticos de este periodo fueron los dos últimos, con una media de nueve temporales en las tres zonas.

Respecto a los años 2005, 2006 y 2007 se caracterizan por ser años poco energéticos, con temporales que no superaron 1300 $m^2 \cdot h$ en las tres zonas.

El periodo 2008-2009 fue un periodo energético, destacando varias tormentas con valores superiores a 2000 $m^2 \cdot h$, registrando los máximos valores de SPI en la zona de Bolonia. Lo más destacable de este periodo es la tormenta más energética registrada durante todo el periodo de estudio. El 20 de diciembre de 2009 se registró un tormenta con un valor de SPI superior a 5800 $m^2 \cdot h$ en las zonas de Cádiz y Conil, alcanzando un valor

máximo de 6826 $m^2 \cdot h$ en la zona de Bolonia. En el invierno de 2008 se registraron más de 10 temporales en la zona de estudio y en el invierno siguiente se identificaron hasta 13 temporales.

La etapa entre 2010 y 2012 también fue energética, destacando varias tormentas con valores superiores a 2000 $m^2 \cdot h$. Se registró la tormenta más energética de este periodo en diciembre de 2010, con un valor máximo de SPI de 3121 $m^2 \cdot h$ en la zona de Bolonia y con valores superiores a 2500 $m^2 \cdot h$ en las otras dos zonas de la costa atlántica. En el año 2010 se identificó el mayor número de temporales, con un total de 26 tormentas y 6 grupos de temporal.

El último intervalo de tiempo (2013-2016) destaca por ser uno de los más energéticos de todo el periodo de estudio. En 2013 se registró la segunda tormenta más energética de todo el ciclo, con valores cercanos a 5000 $m^2 \cdot h$ en las zonas de Cádiz y Conil y un máximo de 6078 $m^2 \cdot h$ en la zona de Bolonia. Durante este periodo se registraron más de 10 tormentas anuales todos los años, destacando 2013 y 2014 con un máximo de 26 y 23 tormentas anuales respectivamente.

En cuanto al litoral mediterráneo gaditano, en la figura 4.4.2. se ha representado, al igual que para el litoral atlántico, el *Storm Power Index* (SPI) de todas las tormentas registradas en la zona durante el periodo de estudio. De la misma manera que en el litoral atlántico, se observa que finales de los 50 y la primera mitad de la década de los 60 del siglo pasado, fueron años caracterizados por tormentas energéticas. Destacan dos tormentas, la primera en febrero de 1959 y la segunda en enero de 1963, como las dos más energéticas de todo el periodo 1956-1977, con un PSI de 1956 $m^2 \cdot h$ y 1895 $m^2 \cdot h$ respectivamente. También cabe destacar los años 1958, 1968, 1973 y 1975 con tormentas con valores de PSI cercanos a 1000 $m^2 \cdot h$.

El periodo 1977-1983 no fue tan energético como el anterior, en este caso se observan tres tormentas registradas durante los inviernos de 1978, 1980 y 1983 que superan los 1100 $m^2 \cdot h$. Estos tres años registraron más de 10 tormentas cada uno, destacando 1980 con 13 temporales.

En la figura 4.4.2. se observa que el periodo 1984-1996 se caracterizó por ser un periodo energético, registrando en 1990 la tormenta con mayor valor de SPI de todo el periodo de estudio, con 2324 $m^2 \cdot h$. Destacan también los años 1984, 1988, 1989, 1990, 1994 y 1995 con temporales con valor de SPI cercanos a 1000 $m^2 \cdot h$, registrándose en el

último año una tormenta con un valor de 1612 $m^2 \cdot h$. Desde 1988 a 1996 se observaron más de 10 temporales cada año, destacando 1989 con 17 temporales y 1990 y 1993 con 16.

En 1997 no destacan temporales energéticos, presentando todos un valor de SPI inferior a 500 $m^2 \cdot h$, pero como se puede ver en la tabla 4.4.4. fue un año muy energético debido al elevado número de tormentas que se produjeron, con un total de 18.

En cuanto al periodo 1998-2001, destacan temporales energéticos los años 1999, 2001 y 2002 con valores próximos a 1000 $m^2 \cdot h$. Los dos temporales más energéticos de este intervalo de tiempo se registraron los años 1998 y 2003, con valores de SPI de 1506 $m^2 \cdot h$ y 1610 $m^2 \cdot h$ respectivamente. Durante todos los años de este periodo se observaron más de 11 tormentas anuales, destacando el año 2001 con un total de 15.

Respecto a los años 2002 y 2003, destaca un temporal cada año, con valores de SPI de 1151 $m^2 \cdot h$ y 1610 $m^2 \cdot h$, respectivamente. En este caso sobresale el año 2003 con un total de 13 temporales observados.

En cuanto a los años 2004, 2005, 2006 y 2007 se caracterizan por ser años poco energéticos, con temporales que apenas superan los 500 $m^2 \cdot h$. Los años más energéticos de este grupo fueron 2004 y 2005, con 16 y 14 temporales anuales respectivamente.

Durante el periodo 2008-2009 se registraron un total de 17 temporales, con 8 y 9 temporales anuales respectivamente. En este caso destaca un temporal observado en el invierno de 2008 con un valor de SPI de 1343 $m^2 \cdot h$.

Respecto al periodo 2010-2012, destaca un temporal en enero de 2011 con un valor de SPI de 1221 $m^2 \cdot h$. En este caso el año con mayor número de temporales anuales fue el 2010, con un total de 16.

Finalmente, en el periodo 2013-2016 destacan los dos últimos años con temporales con valores de SPI de 1031 $m^2 \cdot h$ y 820 $m^2 \cdot h$ respectivamente. En este caso, en los dos primeros años del periodo se observaron 8 temporales al año, en cambio en 2015 y 2016 el número de temporales es mayor, con 10 y 11 temporales respectivamente.

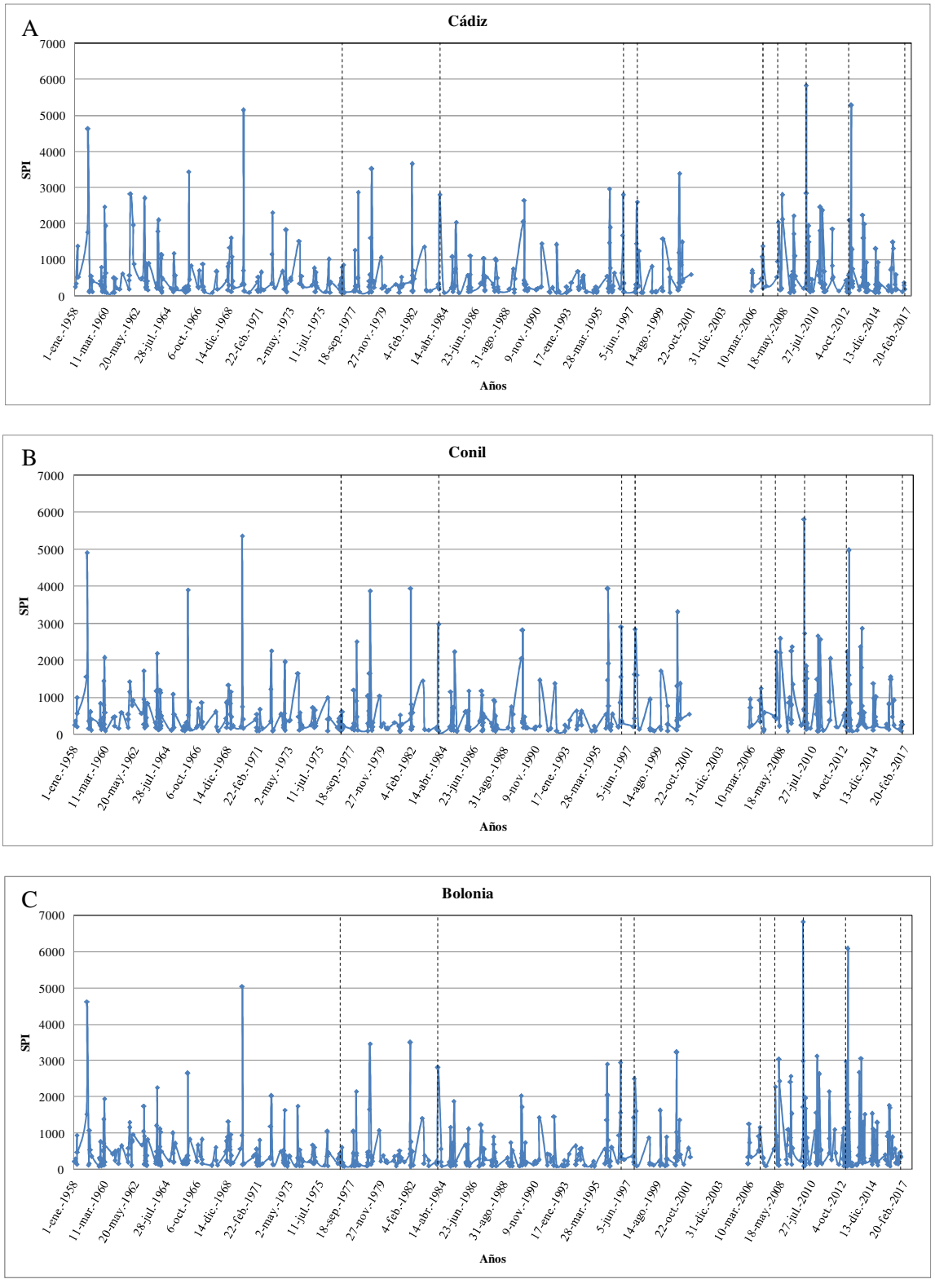


Figura 4.4.1. Distribución del *Storm Power Index* de las tormentas identificadas en la costa atlántica gaditana durante el periodo de estudio. Las líneas discontinuas muestran la separación entre los periodos estudiados. A, B y C: Temporales observados en los puntos HIPOCAS de Cádiz, Conil y Barbate respectivamente.

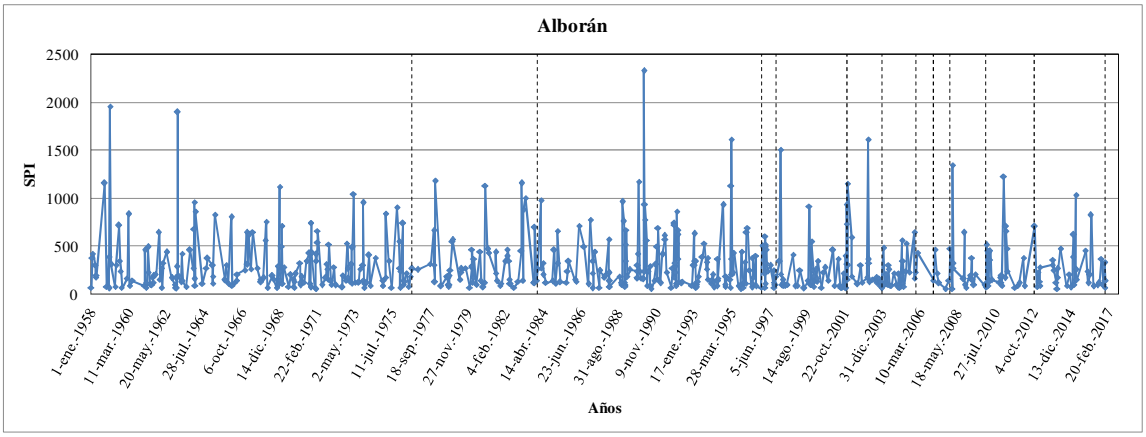


Figura 4.4.2. Distribución del *Storm Power Index* de las tormentas identificadas en la costa mediterránea gaditana durante el periodo de estudio. Las líneas discontinuas muestran la separación entre los periodos estudiados.

4.4.2. Análisis de la estabilidad de las bahías en Z

En este apartado se presentan los resultados obtenidos tras el estudio de estabilidad de las doce bahías en Z. En función de cómo ha sido su evolución en los últimos 60 años, se ha podido evaluar el estado actual de cada una y clasificarla en uno de los cuatro grupos propuestos por Silveira et al. (2010). Se ha utilizado la ortofoto de 1956 para establecer un estado original de estabilidad en cada playa estudiada, ya que con anterioridad a esa fecha la costa gaditana apenas había sido modificada y la regulación de los cauces de los principales ríos que aportan sedimento a la zona comenzó en los años 60 y 70 del siglo pasado.

4.4.2.1. Fuentebravía

Como se describió en el capítulo de Introducción, la playa de Fuentebravía se encuentra ubicada fisiográficamente entre dos promontorios (ver Figura 2.5.1.), formando originalmente una bahía en Z desarrollada a la sombra del promontorio de Punta Huete. Justo delante de ese promontorio, aflora un bajo rocoso que sería el principal punto de difracción del oleaje que se aproxima a la costa y es el punto que se ha seleccionado en todas las imágenes para establecer la curva teórica de equilibrio mediante el empleo del *software* MEPBAY®. Ese punto no se aprecia en las ortofotografías de los primeros años debido a la mala calidad de la imagen en el mar, pero es claramente visible en las ortofotografías tomadas a partir del año 2000.

Como se puede ver en la figura 4.4.3. la playa se encontraba en equilibrio en 1956, coincidiendo la curva teórica dibujada por el programa con la línea de costa real. No se tiene de nuevo una imagen completa de la zona hasta 1984, debido a que las ortofotografías anteriores se encuentran censuradas por estar al noroeste la Base Aeronaval de Rota. En la imagen de 1984 se observa cómo la zona norte presenta un ligero retroceso y ya la curva teórica no se adapta tan bien a la línea de costa (Figura 4.4.3.).

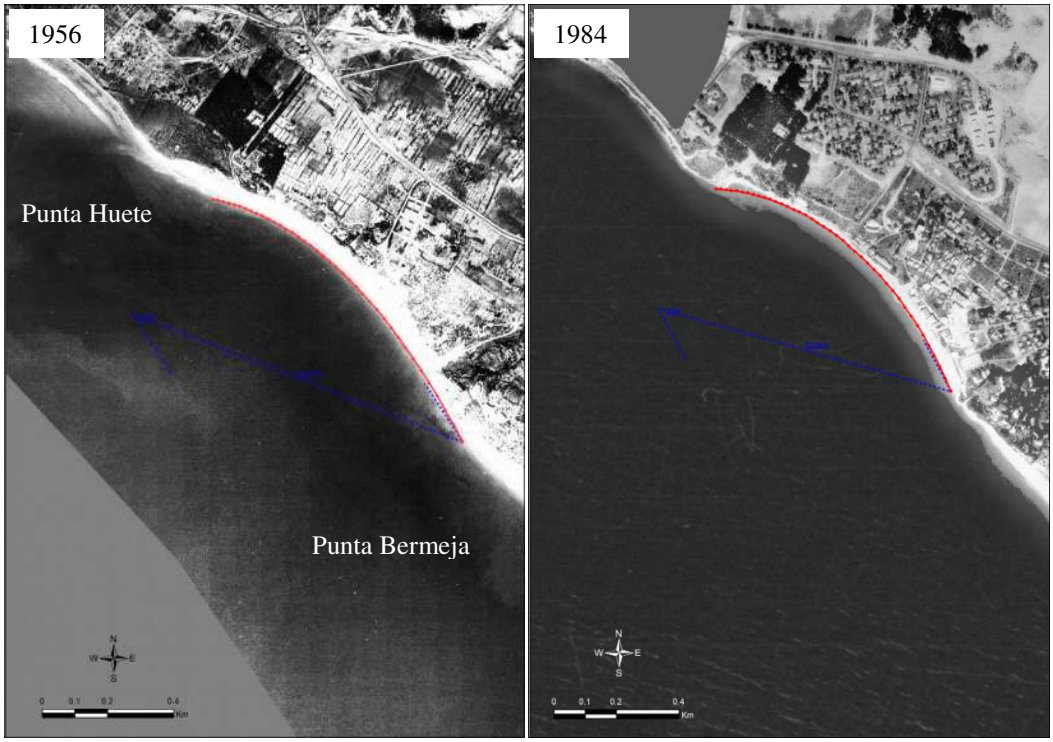
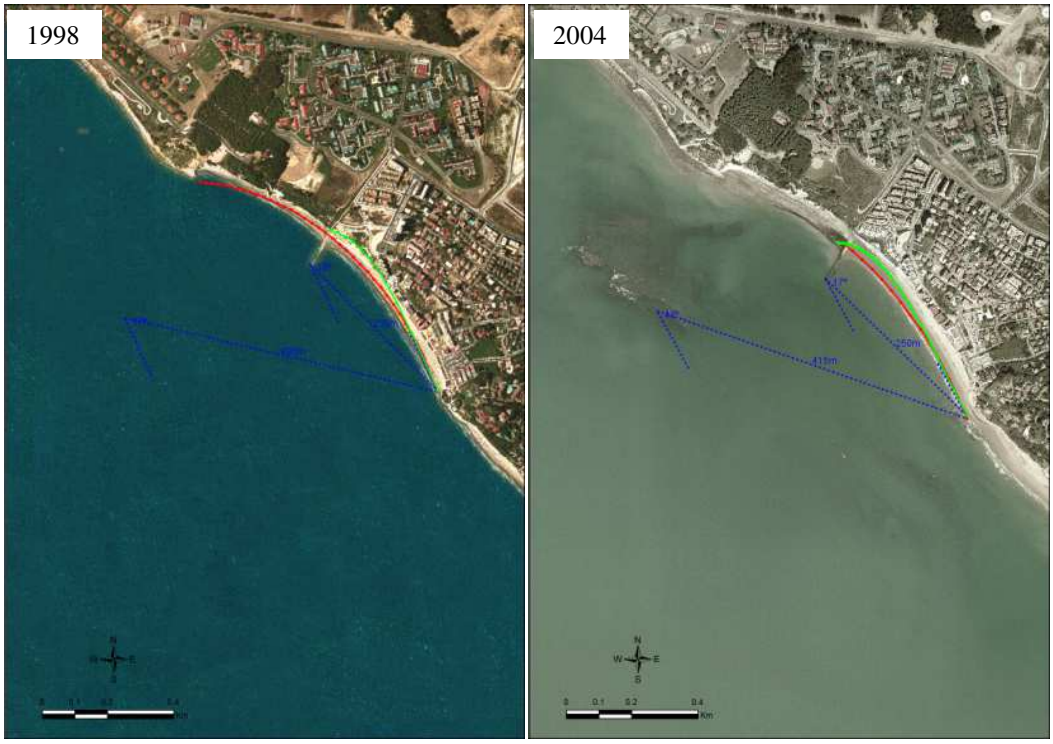


Figura 4.4.3. Evaluación de la estabilidad de la playa de Fuentebravía mediante la aplicación del *software* MEPBAY® utilizando las ortofotos de 1956 y 1984.

Tras la construcción en los años 50 del siglo pasado de la Base Aeronaval, se erigió a principios de los noventa del mismo siglo, un espigón para bloquear el transporte longitudinal del sedimento en el centro de la playa de Fuentebravía, dividiendo la bahía en Z en dos y reduciendo la longitud de la playa a la actual. La fotografía aérea de 1998 es la primera imagen en la que aparece esta nueva estructura (figura 4.4.4.) y en ella se aprecia cómo afectó esta intervención a la estabilidad de la playa, provocando un aumento de la erosión aguas abajo de Punta Huete. A partir de entonces, el extremo del espigón será un nuevo punto de difracción del oleaje que se aproxima a la playa, junto con el punto de difracción situado en el bajo rocoso frente a Punta Huete. En la imagen de 1998 se ha representado en color rojo la curva teórica de la bahía con el punto de difracción del bajo rocoso y en verde la curva teórica de la bahía en estabilidad con el nuevo punto de difracción. Se observa que ninguna de las dos curvas teóricas se ajustan a la línea de costa real, lo que indica que la playa no se encuentra en equilibrio. De aquí en adelante, se

evaluará en las siguientes imágenes solamente la estabilidad de la actual extensión de la playa de Fuentebravía. En la ortofoto de 2004 se aprecia que la curva teórica en rojo (punto de difracción del bajo rocoso) se adapta bastante bien a la línea teórica, exceptuando la zona norte de la playa, que ha sufrido un avance de la línea de costa al abrigo del espigón. En cambio la curva teórica en verde correspondiente al punto de difracción situado en el extremo del espigón, se aleja bastante de la línea de costa real, lo que indicaría que el punto de difracción principal del oleaje que se aproxima a la zona sería el bajo rocoso frente a Punta Huete.



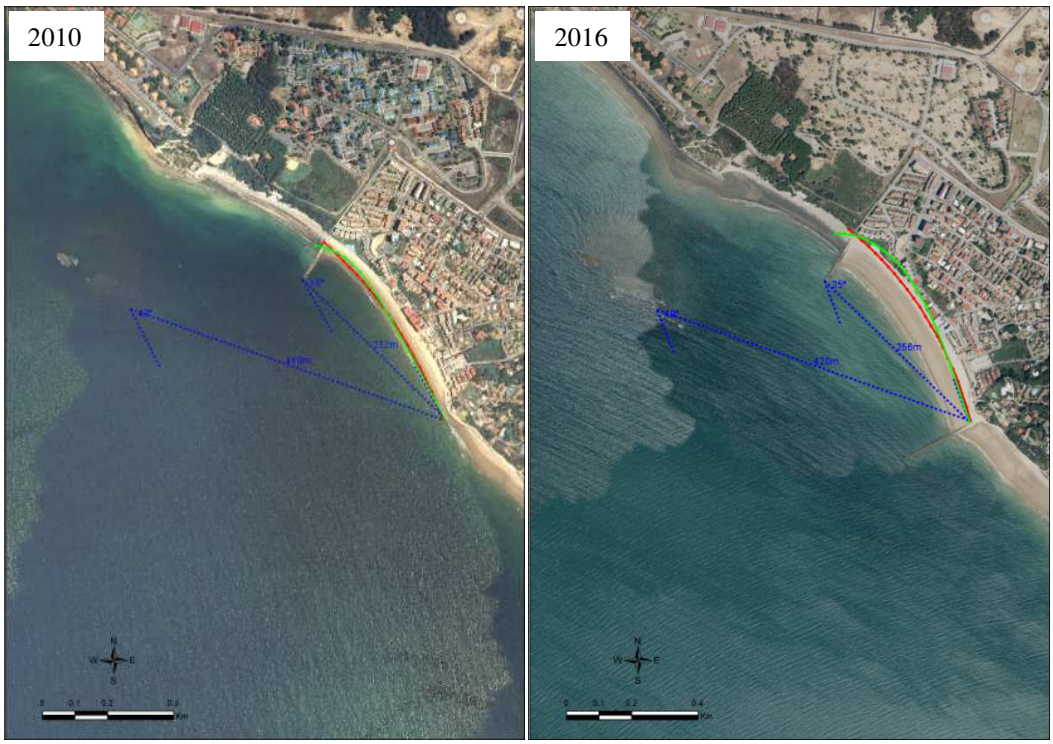


Figura 4.4.4. Evaluación de la estabilidad de la playa de Fuentebravía mediante la aplicación del *software* MEPBAY® utilizando las ortofotos de 1998, 2004, 2010 y 2016.

En la ortofoto de 2010 se observa cómo la línea teórica en rojo (punto de difracción principal) se adapta bastante bien a la línea de costa en la zona meridional, pero no en la zona norte, donde se ha producido un avance de la línea de costa al abrigo del espigón como ya se observó en 2004. Respecto al ajuste de la línea verde, creada a partir de la selección del extremo del dique como punto de difracción, se observa que el ajuste es bastante peor, sobre todo en la zona septentrional de la playa. En la ortofoto de 2016 aparece por primera vez el espigón situado frente a Punta Bermeja, construido a finales de 2014 con la intención de paliar los graves problemas de erosión que ha venido acarreando esta playa desde los años 70 del siglo pasado. Se observa un aumento considerable en la anchura de la playa y la línea de costa teórica se asemeja bastante a la línea de costa real, a excepción de la zona norte de la playa. Hay que recordar que en esta playa, además de la construcción del espigón en la zona sur a finales de 2014, se llevó a cabo una regeneración en 2015 donde se vertieron 125 000 m^3 de arena. Como se puedo ver en el apartado 4.3. la evolución de esta playa ha sido muy irregular, alternando periodos de erosión con periodos de acreción. Se ha observado un gran retroceso de la línea de costa entre 1956 y 1977, coincidiendo con un periodo en el que se produjeron temporales muy energéticos en la zona. También sufrió retroceso importante la línea de costa a finales de los 90 del siglo pasado y principios de los años 2000, coincidiendo también con otro período muy energético y a finales de la primera década de los años 2000. Las regeneraciones en la zona

han sido periódicas desde principio de los años 90 del siglo pasado (Muñoz-Pérez et al., 2001, 2014), lo que ha ayudado a paliar ese déficit de sedimento en la playa tras la erosión ocasionada por los temporales.

Hasta 2013, la línea de costa estaba en claro retroceso, por lo que el estado de la playa era de inestabilidad. Las regeneraciones periódicas realizadas en la zona, le han permitido mantener un equilibrio dinámico gracias a los sedimentos externos aportados de manera artificial desde principio de los años 90 del siglo pasado. A partir de 2014, con la construcción del espigón en la zona sur, las condiciones de contorno de la playa han cambiado, afectando a la hidrodinámica de la zona. La única ortofoto que existe tras la construcción del espigón es la de 2016 (Figura 4.4.4.), donde se puede ver un gran aumento en la anchura de la playa, como se comentó anteriormente. Habría que tener un registro fotográfico mayor para saber si la playa se ha adaptado a las nuevas condiciones y ha alcanzado el equilibrio o si por el contrario, la playa sigue aún presentando un estado inestable, tan solo paliado mediante aportaciones externas de sedimento.

4.4.2.2. Santa Catalina

En la playa de Santa Catalina no se ha podido aplicar el *software* MEPBAY® para estudiar su estabilidad, ya que el promontorio de Punta Bermeja, a partir del cual se desarrolla la bahía en Z, es de escasas dimensiones, dando lugar a una playa prácticamente rectilínea. Por lo tanto, para estudiar su estado de equilibrio se han tenido en cuenta los resultados obtenidos en los apartados anteriores, principalmente su evolución reciente y las características de los temporales acaecidos en la zona durante el periodo de estudio.

Como se observó en el apartado 4.3., esta playa sufrió los mayores cambios entre 1956 y finales de la década de los 90 del siglo pasado. Al igual que la playa contigua de Fuentebravía, presentó dos periodos erosivos en 1956-1977 y en 1984-1997, coincidiendo con ciclos en los que se produjeron temporales energéticos en la zona. A partir de 1998 y hasta la actualidad, la playa se ha mantenido relativamente estable presentando pequeños cambios, por lo tanto podríamos decir que la playa se encuentra en equilibrio. Estudios previos desarrollados en la zona como los realizados por Benavente (2000), demuestran que la orientación de la costa y la procedencia de los frentes de oleaje, dan lugar a una corriente longitudinal débil y una deriva litoral prácticamente insignificante en esta zona.

En definitiva, teniendo en cuenta toda la información obtenida, se podría afirmar que la playa de Santa Catalina se encuentra en equilibrio dinámico y su evolución en los

próximos años va a depender del balance sedimentario, así como de los eventos energéticos extremos que se produzcan en la zona.

4.4.2.3. Valdelagrana

En el estudio de la estabilidad de la playa de Valdelagrana se ha utilizado la información presentada en el apartado 4.3. sobre su evolución reciente, las características de los temporales ocurridos en la zona durante el periodo de estudio y se ha aplicado el *software* MEPBAY®.

Para establecer el punto de difracción del oleaje se ha estudiado la batimetría de la zona y se ha observado que en las inmediaciones de la Punta de Santa Catalina existe un bajo rocoso. El punto de difracción no sería un único punto, sino que sería el efecto de todo el bajo rocoso. Para establecer el punto exacto se ha asumido que en la ortofoto de 1956 la playa se encontraba en equilibrio y se ha seleccionado el punto más sobresaliente de la costa y el que mejor se adapta al modelo. Como se puede ver en la figura 4.4.5., la forma de la curva de equilibrio teórica que ofrece el *software* se ajusta perfectamente a la línea de la costa real del año 1956. Posteriormente, en la imagen de 1977 se observa que tras la construcción de los espigones en la desembocadura del río Guadalete, aparece un nuevo punto de difracción que afecta al equilibrio de la playa. En este caso se ha representado en color rojo la línea teórica que se genera a partir de este nuevo punto y se aprecia cómo esta nueva línea teórica no se ajusta a la forma en planta de la playa. Se ha producido avance de la línea de costa en la zona norte y retroceso en la zona sur, por lo que la playa ha perdido la estabilidad que presentaba en 1956.

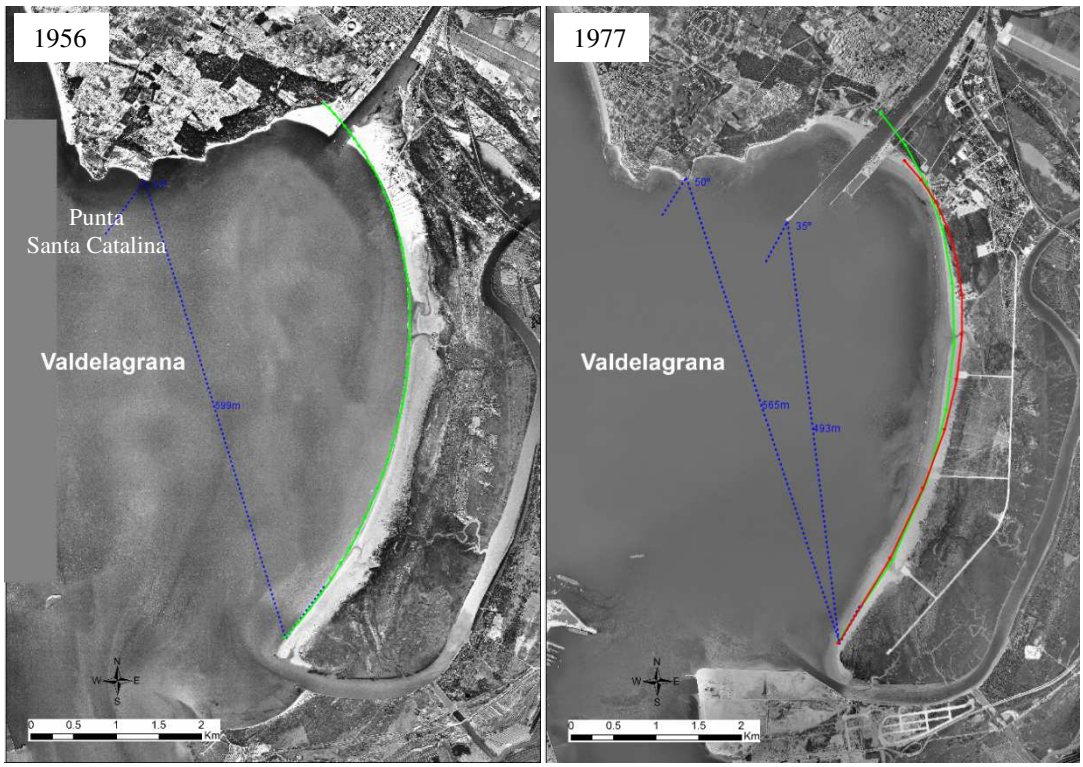


Figura 4.4.5. Aplicación del *software* MEPBAY® sobre las ortofotografías de 1956 y 1977. La línea verde representa la curva teórica generada por el promontorio situado al NO de la playa y la línea roja la generada por el dique.

Avanzando en el registro fotográfico, se observa que tras la ampliación de los espigones en la desembocadura del río Guadalete en 1984 (Figura 4.4.6.), se producen nuevos cambios en la zona meridional de la playa, ocasionando la erosión de este sector debido a la adaptación a las nuevas condiciones. A pesar de esto, se observa cómo la línea teórica generada por el promontorio (línea verde) se ajusta mejor a la línea de costa real que la línea teórica generada por el muelle (línea roja), posiblemente se deba a que el oleaje que llega al muelle sigue estando condicionado por el efecto del promontorio. En el año 1985 se realiza la construcción del puerto deportivo de Puerto Sherry, lo que origina un cambio en el punto de difracción original. En la figura 4.4.6. se observa que a finales de la década de los 90 del siglo pasado, la zona meridional de la playa sigue cambiando y alejándose del modelo teórico, pero se advierte cómo la zona central empieza a ajustarse de nuevo a la línea teórica. Ahora, la forma en planta de la playa probablemente sea una mezcla de las dos líneas teóricas, ya que se produciría interacción de los dos puntos focales (puerto y muelle).

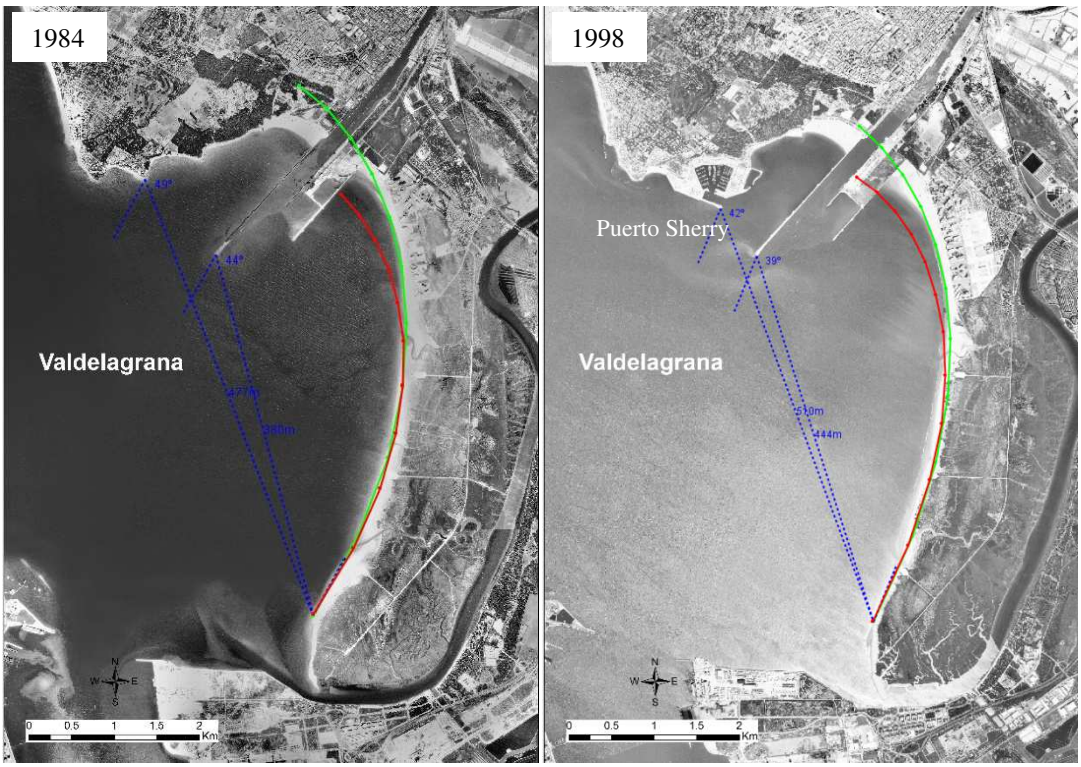


Figura 4.4.6. Aplicación del *software* MEPBAY® sobre las ortofotografías de 1984 y 1998. La línea verde representa la curva teórica generada por el punto focal situado al NO de la playa y la línea roja la generada por el dique.

En la primera década del actual siglo, se puede ver cómo la forma en planta de la playa se va acercando de nuevo al modelo teórico (Figura 4.4.7.). Así, a finales de la década, se observa que las zonas central y meridional de la playa han recuperado el equilibrio y se ajustan de manera aceptable a la curva teórica generada por el punto focal situado en el puerto. En cambio, el sector septentrional de la playa muestra mayores diferencias con el modelo teórico.

A principios de la segunda década del presente siglo, se observa un nuevo retroceso en la zona meridional de la playa (figura 4.4.8.). En la siguiente ortofotografía correspondiente a 2016, se aprecia cómo este retroceso de la zona sur de la playa se ha incrementado notablemente.

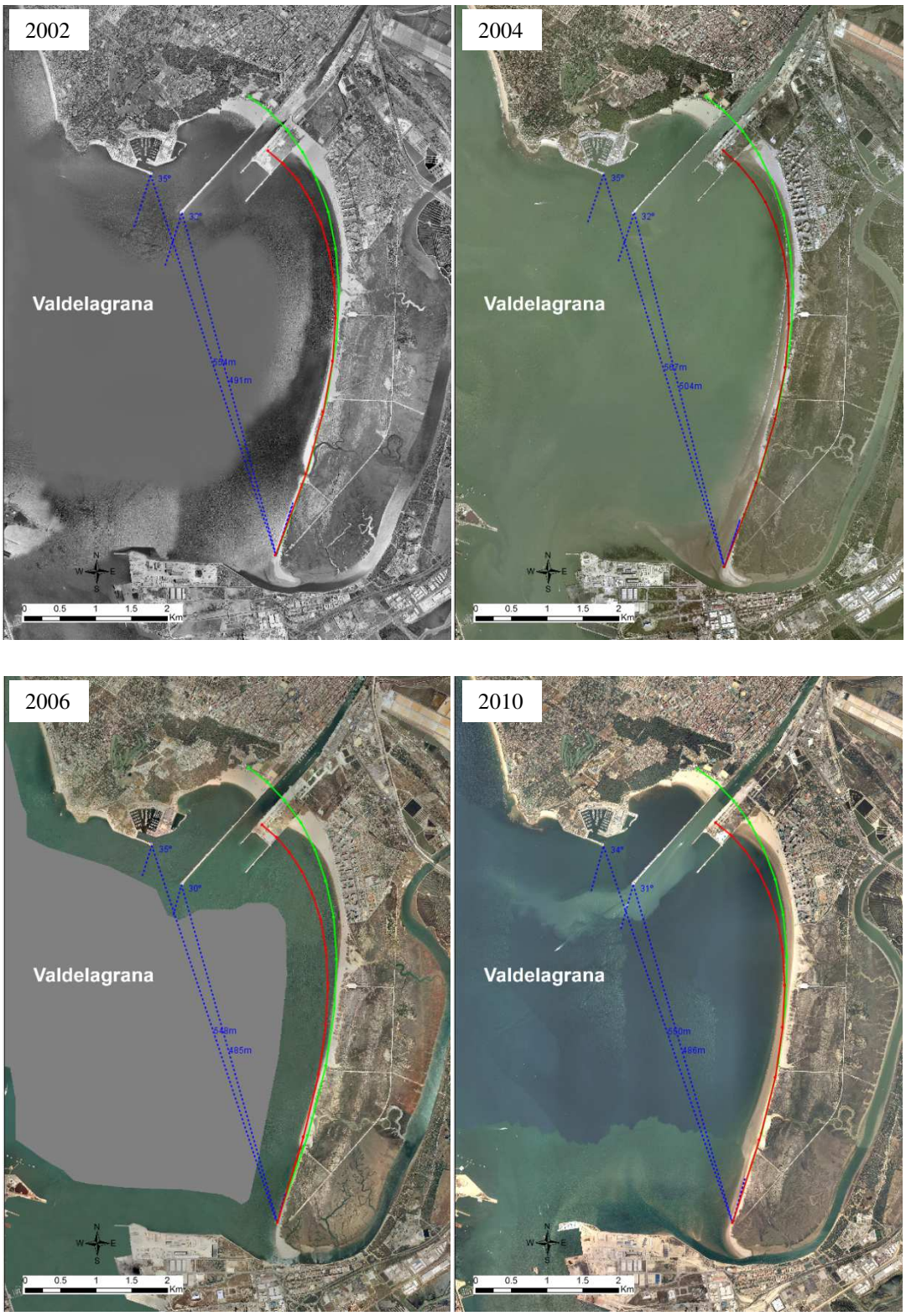


Figura 4.4.7. Aplicación del *software* MEPBAY® sobre las ortofotografías de 2002, 2004, 2006 y 2010. La línea verde representa la curva teórica generada por el punto focal situado al NO de la playa y la línea roja la generada por el dique.

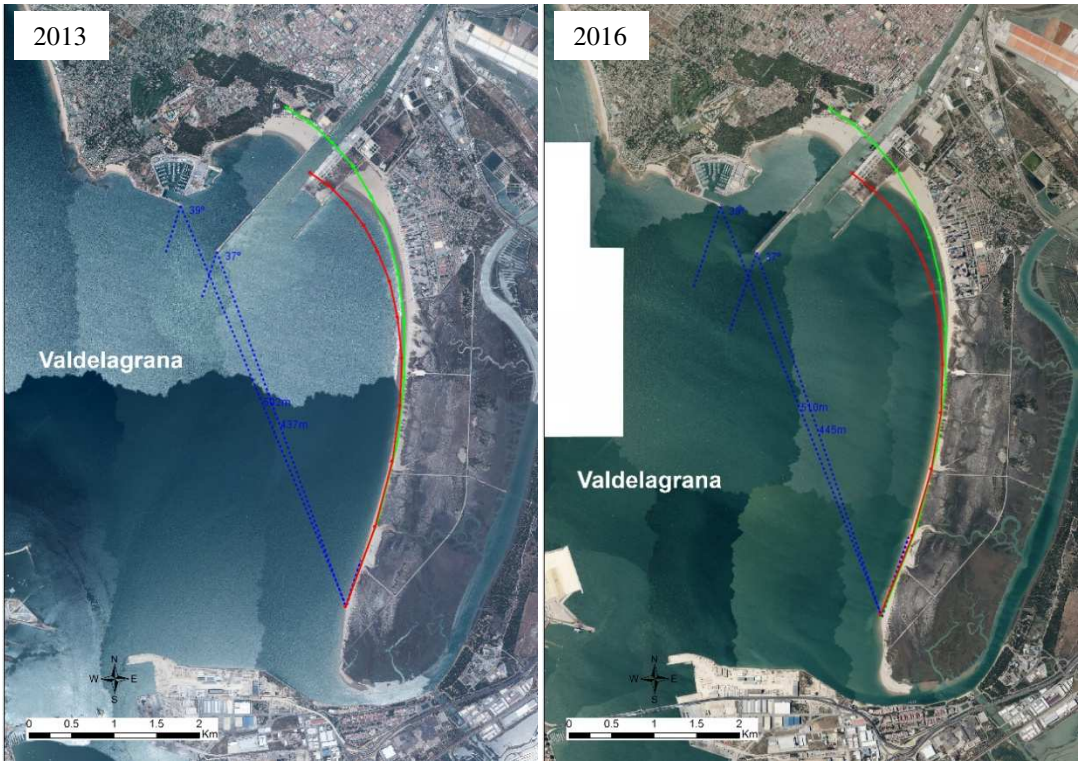


Figura 4.4.8. Aplicación del *software* MEPBAY® sobre las ortofotografías de 2013 y 2016. La línea verde representa la curva teórica generada por el punto focal situado al NO de la playa y la línea roja la generada por el dique.



Figura 4.4.9. Aplicación del *software* MEPBAY® sobre la imagen de Google Earth de julio de 2018. La línea verde representa la curva teórica generada por el punto focal situado al NO de la playa y la línea roja la generada por el dique.

Estos cambios ocurridos en la playa ya fueron descritos en el apartado 4.3. y se puede ver como la evolución de la playa ha estado marcada tanto por las intervenciones antrópicas realizadas en la zona como por los eventos naturales. Los mayores cambios se han producido sobre todo en tres periodos: 1956-1977, 1977-1985 y 2010-2016. Los dos primeros coincidiendo con ciclos de temporales energéticos en la zona y con la construcción de infraestructuras costeras (construcción de los diques en la desembocadura del río Guadiaro, posterior ampliación de los mismos y construcción del puerto deportivo de Puerto Sherry) y el último coincidiendo con los temporales más energéticos ocurridos durante el periodo de estudio. No se tienen ortofotografías posteriores a 2016, pero en la última imagen de Google Earth de julio de 2018 (Figura 4.4.9.), se puede ver cómo la zona meridional de la playa se está recuperando del severo retroceso sufrido tras los energéticos temporales del invierno de 2013. Se aprecia cómo la zona de playa situada junto al último aparcamiento ha crecido bastante e incluso se han desarrollado dunas embrionarias.

En conclusión, se podría decir que la evolución y la estabilidad de la playa de Valdelagrana, ha estado muy influenciada por las diferentes construcciones costeras que se han realizado en la zona, así como de los temporales que se han sucedido en lugar. En la actualidad, la playa se encuentra en un estado de equilibrio dinámico y su estabilidad va a depender de estos dos factores y del balance sedimentario de los próximos años.

4.4.2.4. Camposoto

En la playa de Camposoto, al igual que en la playa de Santa Catalina, tampoco se ha podido aplicar el *software* MEPBAY® para estudiar su estabilidad. En este caso se trata de una playa prácticamente rectilínea y el promontorio a partir del que se desarrolla (Punta de Poniente) es también de escasas dimensiones. Por lo tanto, se han utilizado los resultados obtenidos en los apartados anteriores para estudiar su estado de equilibrio, principalmente su evolución reciente y las características de los temporales que se han producido en la zona durante los años de estudio.

Como se describió en el apartado 4.3, la playa de Camposoto se ha caracterizado por la erosión durante todo el periodo de estudio. Esta erosión ha sido visible tanto en el indicador de la marca de agua, con una erosión media de entre -1 y -2 m/año, como en el del pie de duna. Sin embargo, a pesar de haber sido continua la erosión, no ha sido constante en el tiempo, destacando tres periodos para ambos indicadores: 1956-1977, 1984-1997 y 2013-2016. De nuevo se observa, que los periodos de mayor retroceso de la línea de costa coinciden con los ciclos en los que se han producido los temporales más

energéticos. Trabajos realizados en la zona, posteriores al periodo de estudio, han puesto de manifiesto la desnutrición de la playa de Camposoto y los problemas de erosión que presenta, sobre todo en periodos invernales con la llegada de los temporales (Talavera, 2019).

En definitiva, se podría calificar el estado de la playa de Camposoto como inestable según la clasificación de Silveira et al. (2010), ya que se ha verificado el desplazamiento de la línea de costa mediante el empleo de las ortofotografías en el estudio de evolución reciente. Su evolución en los próximos años va a estar estrechamente ligada a los eventos de oleaje extremo que se produzcan en la zona.

4.4.2.5. La Barrosa

La playa de La Barrosa es una bahía en Z muy abierta, generada a partir de la difracción del oleaje en la plataforma rocosa que se encuentra entre el castillo de Sancti-Petri y Torre Bermeja (ver Figura 2.5.6.). En este caso no se ha utilizado el *software* MEPBAY® para estudiar su estabilidad, principalmente porque no es posible establecer un único punto de difracción del oleaje que se aproxima a la costa y la línea de costa teórica sería la resultante de varias líneas originadas por distintos puntos de difracción. Por lo tanto, para establecer el estado de equilibrio de esta playa se han tenido en cuenta los resultados obtenidos en los apartados anteriores.

Como se pudo observar en el apartado 4.3., la playa de La Barrosa se ha caracterizado por la estabilidad prácticamente durante todo el periodo de estudio. Su línea de costa se ha visto afectada por la urbanización que se ha realizado en la zona y ha tenido que ser regenerada en varias ocasiones desde principios de la década de los 90 del siglo pasado (Muñoz-Pérez et al., 2001, 2014). En general, a excepción del tercio norte que ha sufrido un retroceso de -0,11 m/año, el indicador de la marca de agua indica una acreción media en torno a 0,41m/año. Se ha observado, que las regeneraciones que se han realizado en la playa (en los años 1993, 1997, 2000 y 2010), se han producido tras inviernos en los que se han registrado temporales muy energéticos (ver Figura 4.4.1. A). En este sentido, destacan las dos regeneraciones llevadas a cabo en 2010, donde se vertieron un total de 100 000 m^3 de arena tras el segundo temporal más energético registrado durante el periodo de estudio en diciembre de 2009, con un valor de SPI de 5823 $m^2 \cdot h$.

En vista de los resultados obtenidos durante el periodo de estudio, se podría decir que la playa de La Barrosa se encuentra en un estado de equilibrio dinámico,

probablemente favorecido por las regeneraciones periódicas que se han realizado en la zona, por tanto su evolución en los próximos años, va a depender tanto del balance sedimentario, como de los eventos energéticos que se desarrollen en la zona.

4.4.2.6. Conil

La bahía en Z desarrollada en la ensenada de Conil a la sombra del promontorio de Cabo de Roche (ver Figura 2.5.7.), es una bahía muy extensa, abierta y prácticamente rectilínea, a excepción de su zona de sombra. La morfología de esta bahía no se ajusta a la ecuación del modelo parabólico propuesta Hsu y Evan (1989). Por lo tanto, no se ha podido aplicar el *software* MEPBAY® para estudiar su estabilidad y se emplearán los resultados obtenidos en los apartados anteriores para evaluar su estado de equilibrio.

Como se observó en los resultados obtenidos tras el estudio de evolución reciente, la playa de Conil ha permanecido relativamente estable durante el periodo de estudio. El indicador de la marca de agua presenta estabilidad para toda la zona, a excepción de las playas de Fuente del Gallo y La Fontanilla, donde se registró un leve retroceso. En cuanto al indicador del pie de duna, ha mostrado estabilidad en la playa de La Fontanilla y acreción en Los Bateles y Castilnovo. A pesar de que las tasas de cambio se han mantenido estables a lo largo de todo el periodo de estudio, habría que destacar que la playa de Fuente del Gallo ha sido regenerada en los años 1994, 2009 y 2015. En este caso, no se encuentra relación entre los efectos que ocasionaron las regeneraciones llevadas a cabo en 1994 y 2015 y el desarrollo de eventos extremos de oleaje, pero los inviernos de 2008 y 2009 destacan por ser dos de los más energéticos de todo el periodo de estudio, despuntando este último con el temporal más energético de todo el registro de datos (ver Figura 4.4.1. B). Asimismo, según los estudios realizado por Del Río y Gracia (2007), a raíz de la construcción del puerto de La Almadraba (junto al Cabo de Roche) en 1984, se produjo retención del sedimento transportado por la deriva en los espigones del puerto, ocasionando déficit de sedimentos en la playa de Fuente del Gallo.

En atención al estudio realizado, podría decirse que la playa de Conil presenta un equilibrio dinámico, que se ha visto sustentado en la zona norte gracias a las regeneraciones realizadas en la playa de Fuente del Gallo. Su evolución y su estabilidad en el futuro van a estar condicionados por el aporte de sedimentos, así como de los eventos de oleaje extremo que se desarrollen en la zona.

4.4.2.7. Barbate

En el estudio de estabilidad de la bahía en Z de Barbate se ha utilizado el *software* MEPBAY®, así como la información obtenida en los apartados anteriores de evolución reciente y caracterización de los temporales registrado en la zona de estudio.

Esta bahía se desarrolla al abrigo del puerto de La Albufera construido en los años 50 del siglo pasado, por lo tanto no se tiene registro fotográfico anterior a esta construcción, aunque se sabe que la fotografía de 1956 fue tomada pocos meses después de la finalización de su construcción (Fornell-Fernández, 1996). Por lo tanto se podría considerar que su forma en planta en 1956 es similar a su forma en planta antes de la construcción del puerto (Figura 4.4.10.).

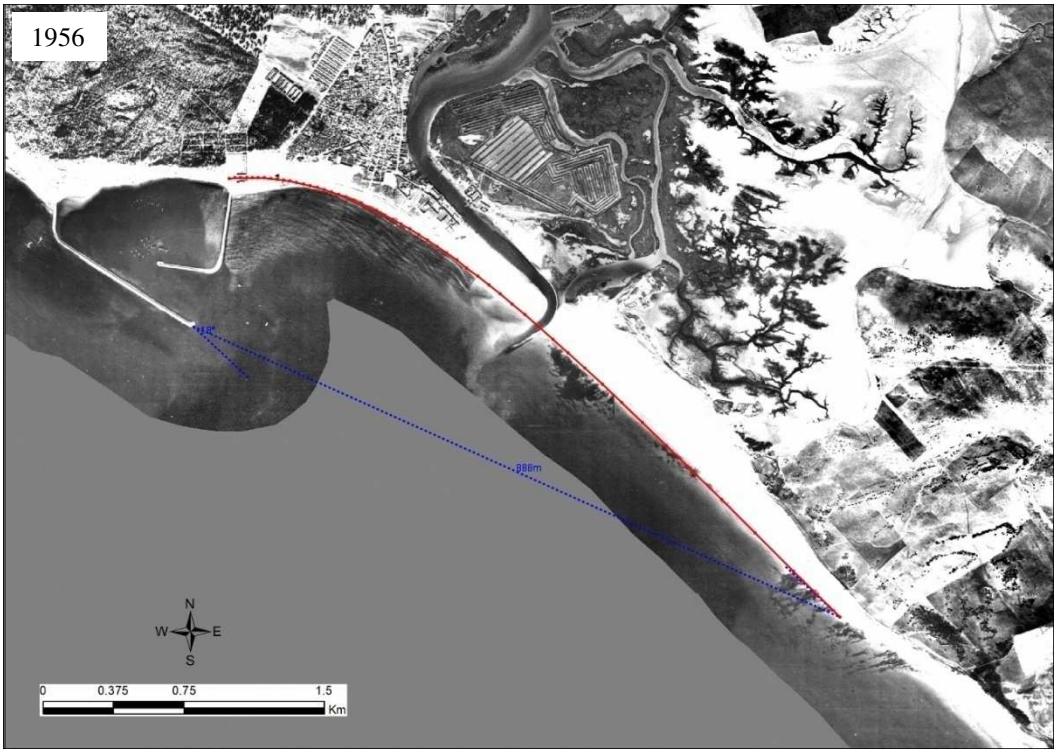


Figura 4.4.10. Aplicación del *software* MEPBAY® sobre las ortofotografía de 1956. La línea roja indica la línea teórica de la bahía en estabilidad creada por el modelo.

La línea de costa en la imagen de 1956 no se distingue claramente debido a la calidad de la fotografía, aún así, se observa que la línea de costa teórica (en color rojo) se ajusta a la línea de costa real, a excepción de la zona de sombra de la bahía, donde se ha producido acreción debido a la retención del sedimento en el dique oriental del puerto.

En la imagen de 1977 (Figura 4.4.11.) se puede ver cómo se produce retroceso en el extremo oriental de la flecha y erosión en la zona central de la playa del Cañillo. Posteriormente, en la década de los 80 del mismo siglo, la tendencia sigue siendo la

misma, aunque se aprecia una leve recuperación en el extremo de la flecha. Cabe recordar que esta zona es muy dinámica debido a los flujos de entrada y salida en la desembocadura del río Barbate y en la que se han registrado cambios muy importantes en la línea de costa.

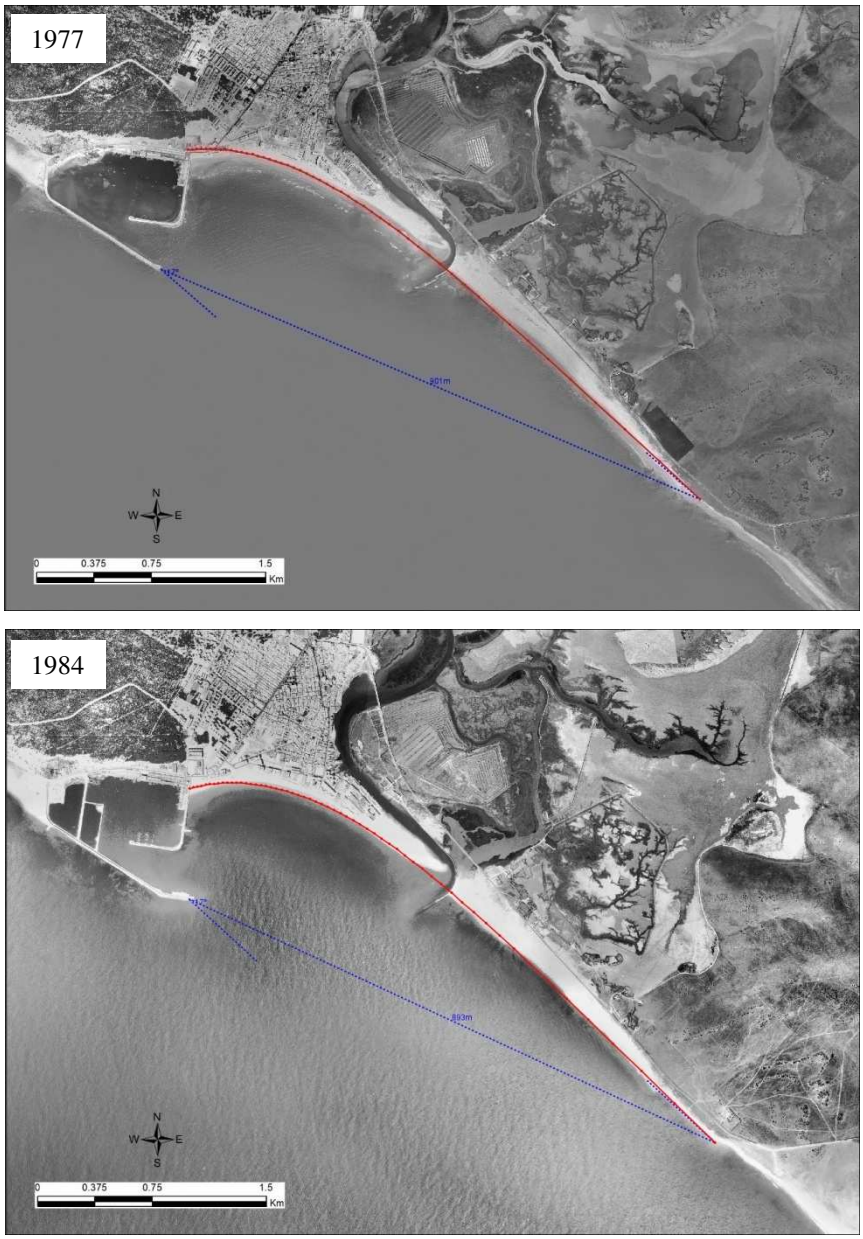


Figura 4.4.11. Aplicación del *software* MEPBAY® sobre las ortofotografías de 1977 y 1984. La línea roja indica la línea teórica de la bahía en estabilidad creada por el modelo.

A finales de la década de los 90 del siglo pasado y principios del siglo actual (Figura 4.4.12.), se observa la misma tendencia, aunque en la ortofoto de 2002 se aprecia que la erosión de la flecha es mayor y también afecta a la zona central de la playa del Carmen. Asimismo, se aprecia que el retroceso en la zona central de la playa del Cañillo también es mayor. Destaca en la ortofoto de 1998 el gran avance de la línea de costa en la parte occidental de la playa del Carmen, al abrigo del espigón de Levante del puerto.

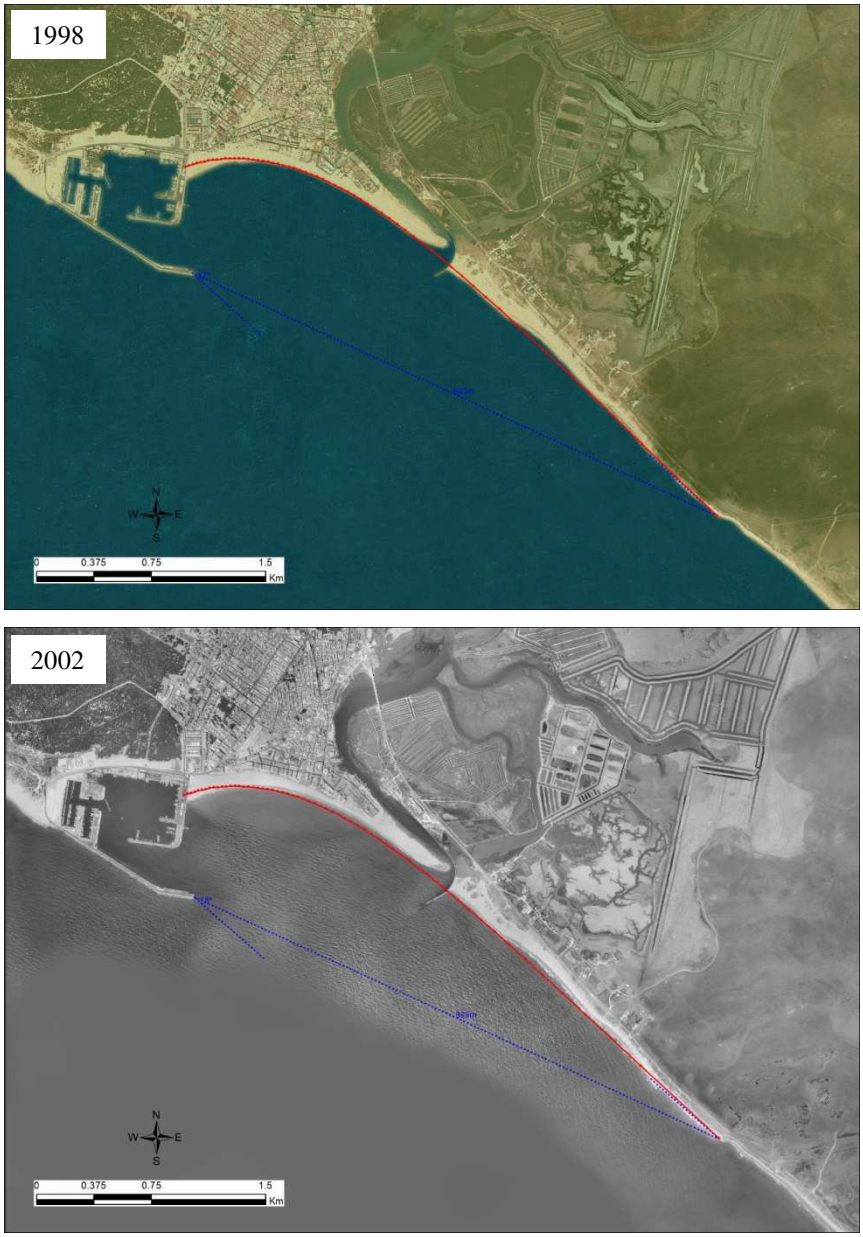


Figura 4.4.12. Aplicación del *software* MEPBAY® sobre las ortofotografías de 1998 y 2002. La línea roja indica la línea teórica de la bahía en estabilidad creada por el modelo.

En la ortofotografía de 2010 (Figura 4.4.13.) se aprecia cómo el retroceso sigue aumentando en la zona central de la playa del Cañillo, así como en la playa del Carmen y en el extremo libre de la flecha. La ortofoto de 2016 puede dar lugar a engaño, porque al estar tomada en bajamar pareciera que se ha producido avance de la línea de costa. Pero analizando los resultados de evolución reciente, se observa que la tendencia sigue siendo la misma, erosión en la playa del Carmen, en el extremo libre de la flecha y en la zona central de la playa del Cañillo.

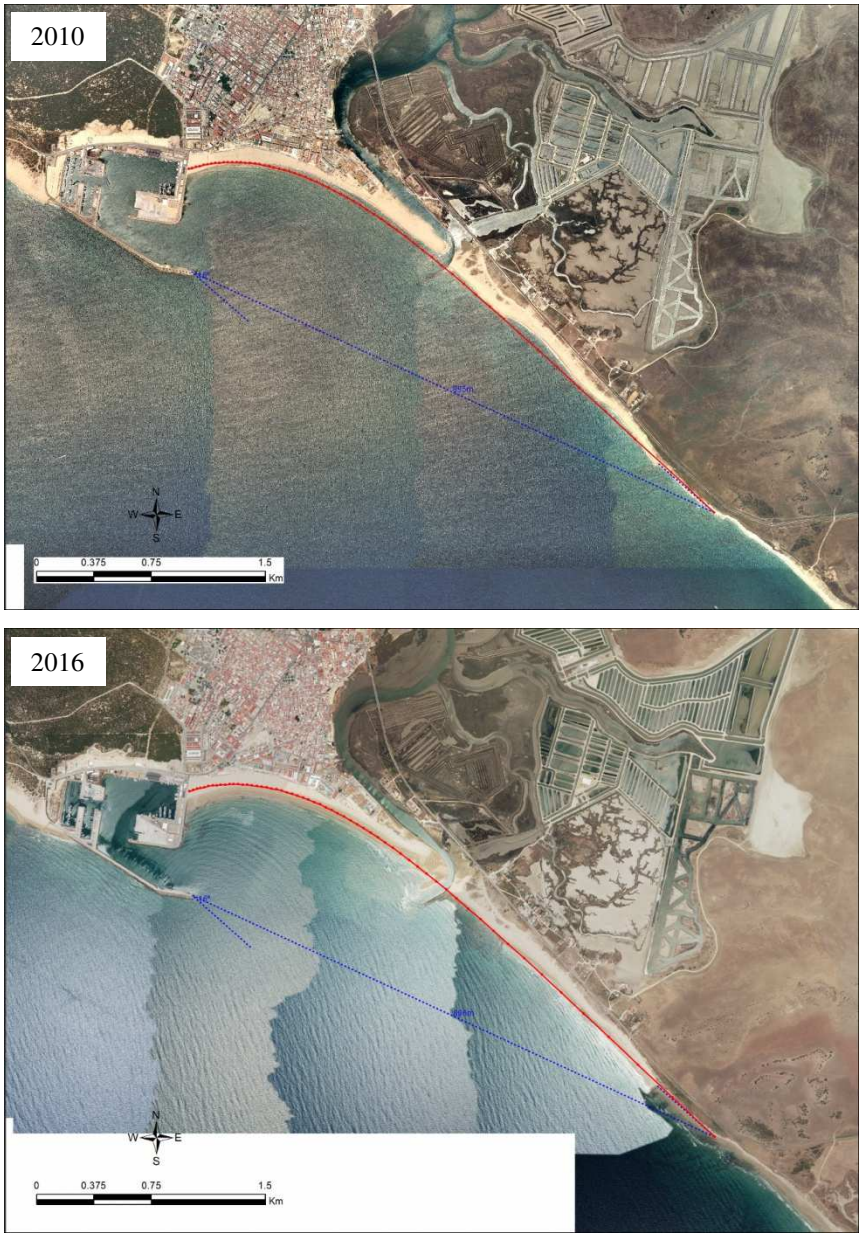


Figura 4.4.13. Aplicación del *software* MEPBAY® sobre las ortofotografías de 2010 y 2016. La línea roja indica la línea teórica de la bahía en estabilidad creada por el modelo.

Como se comentó anteriormente en el estudio de evolución reciente, el retroceso en la zona ha sido constante, aunque habría que destacar que la playa del Carmen ha sido regenerada los años 1993, 2001 y 2004. Para el año 2004 no se tienen datos de oleaje de la zona, pero la regeneraciones realizadas en 1993 y 2001 están relacionadas con ciclos energéticos de oleaje, destacando el periodo entre 1996 y 2001, donde se registraron varios temporales con valores SPI superiores a 3000 $m^2 \cdot h$ (ver Figura 4.4.1. B). Asimismo, desde la construcción del puerto de La Albufera, la zona occidental de la bahía ha experimentado una acreción de casi 90 metros, en cambio, el sector oriental ha sufrido erosión desde entonces.

En atención a los resultados obtenidos en el apartado 4.3.7., donde se aprecia un retroceso en la línea de costa, podría decirse que la bahía en Z de Barbate se encuentra en un estado de inestabilidad. Su evolución futura va a depender del balance sedimentario, así como de los temporales que se desarrollen en la zona.

4.4.2.8. Bolonia

A pesar de que la forma en planta de la playa de Bolonia se adapta a la ecuación del modelo parabólico, no se ha podido utilizar el *software* MEPBAY® para estudiar su estado de equilibrio debido a las limitaciones del programa. Como ya se explicó en el apartado de Metodología, el programa permite seleccionar un punto de difracción del oleaje y la dirección de aproximación del frente de ola, y en función de esos parámetros dibuja la curva teórica de la forma en planta de la playa. En el caso de la ensenada de Bolonia, no existe un único punto de difracción. El oleaje que se aproxima a la playa sufre una primera difracción en el extremo de Punta Camarinal, pero debido a la anchura del saliente, la onda sigue sufriendo variaciones en su dirección por la difracción que se produce a lo largo de todo el extremo oriental del saliente. Por lo tanto, la línea de costa resultante no puede ser explicada por un modelo que tenga en cuenta un único punto de difracción, ya que la difracción se produce a lo largo de un tramo de costa con una morfología irregular que no puede ser asimilable a un punto. Si quisiéramos explicar la línea de costa a través de este modelo, el punto de difracción debería estar situado en un punto medio de la línea de difracción y ligeramente alejado de la costa (Punto 2 de la Figura 4.4.14.) En la figura 4.4.14. se muestra el resultado de la línea de costa teórica (curva verde) que se originaría a partir de un único punto de difracción (punto 1) y la situación de un punto hipotético de difracción (punto 2) que generaría una línea de costa teórica (línea roja) similar a la costa real. Así pues, debido a que el modelo no es aplicable en este caso, se utilizará la información obtenida en los apartados anteriores para realizar el estudio del estado de equilibrio de esa playa.

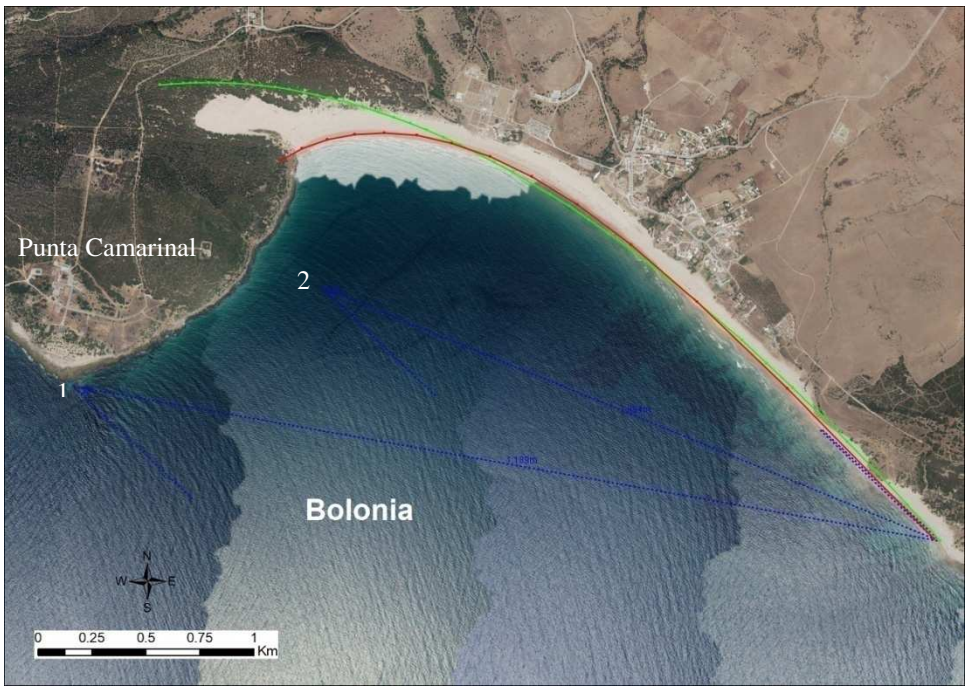


Figura 4.4.14. Aplicación del *software* MEPBAY® en la bahía en Z de Bolonia. La línea verde es la línea de costa teórica resultante seleccionando el punto de difracción en el punto 1. La línea roja es la línea de costa teórica que se adapta a la forma en planta real de la playa y que sería la resultante de situar el punto de difracción en el punto 2.

Según los resultados obtenidos a partir del estudio de evolución reciente, se ha observado que la bahía de Bolonia ha sufrido erosión prácticamente en toda la zona, disminuyendo la misma de Oeste a Este. La erosión no ha sido constante en el tiempo, destacando tres periodos: 1956-1977, 1997-1998 y 2008-2010. El periodo 1956-1977 destaca por ser un periodo energético en cuanto a número y magnitud de los temporales acaecidos en la zona, destacando el invierno de 1970 donde se registró el tercer temporal más energético de todo el periodo de estudio, con un valor de SPI de 5033 $m^2 \cdot h$ (ver Figura 4.4.1. C). En el periodo 1997-1998 destaca el invierno de 1997, donde se registró en la zona un temporal con valor de 2500 $m^2 \cdot h$. En cuanto al último periodo en el que se registró erosión en la playa, destacan los inviernos de los tres años por ser muy energéticos, registrándose en el invierno de 2009 el mayor temporal identificado durante todo el periodo de estudio en la zona, con un valor de 6826 $m^2 \cdot h$. Se han observado periodos de acreción de la playa coincidiendo con ciclo de baja energía de los temporales de la zona.

Tras el análisis de los resultados obtenidos, se infiere que la evolución de la playa ha estado ligada al número y magnitud de los temporales que se han producido en la zona durante los años de estudio, produciéndose los mayores retrocesos de la línea de costa en periodos energéticos. Como se ha comentado anteriormente, la tendencia de la playa ha sido erosiva durante todo el periodo de estudio, sobre todo en su zona occidental. Por lo

tanto, se podría decir que el estado de la bahía en Z de Bolonia es de inestabilidad, ya que se ha constatado que la línea de costa está en retroceso.

4.4.2.9. Valdevaqueros

La playa de Valdevaqueros se adapta a la ecuación del modelo parabólico, pero por la misma razón que en la playa de Bolonia, no se ha podido utilizar el *software* MEPBAY® para estudiar su estado de equilibrio. En este caso, el saliente de Punta Paloma actuaría igual que el del Punta Camarinal, produciéndose difracción del oleaje a lo largo de toda la zona oriental del saliente. De manera que, al igual que en Bolonia, un modelo que tenga en cuenta únicamente un punto de difracción no podrá explicar la línea de costa resultante (Figura 4.4.15.). De manera que, debido a que no se puede aplicar el modelo en este caso, se utilizará la información de la evolución reciente de la playa y de los temporales registrados en la zona durante el periodo de estudio para caracterizar el estado de equilibrio de la playa.

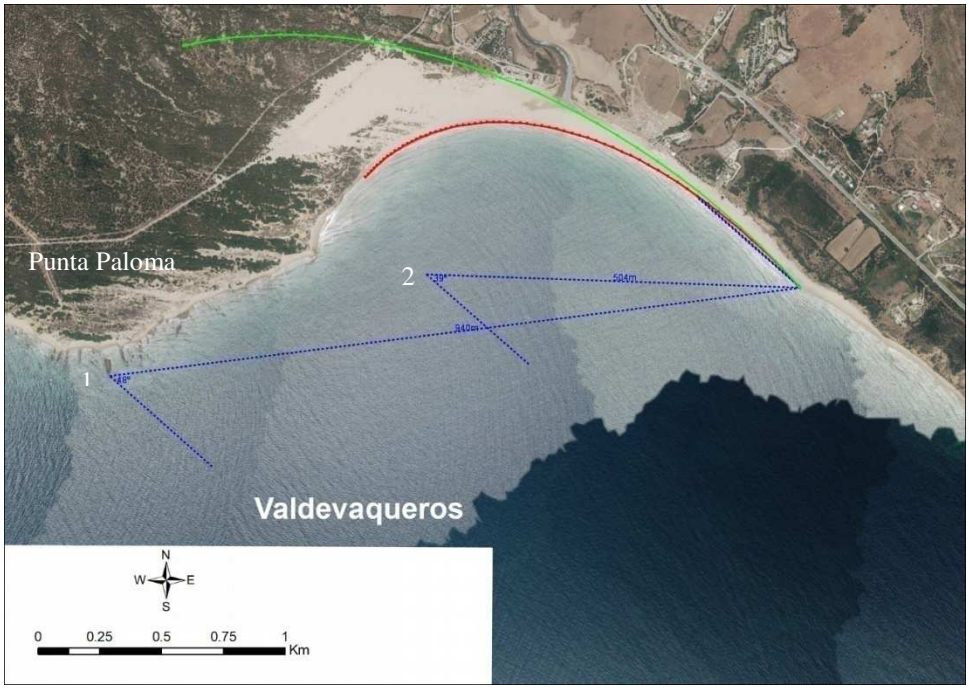


Figura 4.4.15. Aplicación del *software* MEPBAY® en la bahía en Z de Valdevaqueros. La línea verde es la línea de costa teórica resultante seleccionando el punto de difracción en el punto 1. La línea roja es la línea de costa teórica que se adapta a la forma en planta real de la playa y que sería la resultante de situar un punto hipotético de difracción en 2.

Conforme a los resultados obtenidos en el apartado de evolución reciente, la playa de Valdevaqueros se ha mantenidos relativamente estable durante todo el periodo de estudio. Los mayores cambios se observaron en la zona occidental, donde se registró una tasa media de retroceso de -0,54 m/año. Este retroceso se produjo sobre todo entre 1997 y 1998. Como se comentó anteriormente, el invierno de 1997 destacó por ser un invierno

energético, donde se registraron un total de 9 temporales, sobresaliendo uno en diciembre con un valor de 2500 $m^2 \cdot h$.

En conclusión, teniendo en cuenta toda la información, se podría decir que la playa de Valdevaqueros se encuentra en un estado de equilibrio dinámico y su estabilidad dependerá tanto del balance sedimentario, como de los eventos de oleaje extremo que se desarrollen en la zona.

4.4.2.10. Los Lances

La playa de Los Lances es una bahía en Z muy abierta, prácticamente rectilínea que se desarrolla a la sombra del promontorio de Punta de la Peña (ver Figura 2.5.16.). Debido a su morfología no se ha podido aplicar el *software* MEPBAY® para estudiar su estabilidad. Por lo que se utilizarán los resultados obtenidos en los apartados anteriores para determinar su estado de equilibrio.

De acuerdo con los resultados obtenidos en el análisis de evolución reciente de la playa, se observa que durante el periodo de estudio, la línea de costa ha permanecido prácticamente estable, con una tasa media de acreción de entre 0,43 y 0,60 m/año. Esta tendencia tan solo se vio interrumpida durante el periodo 2008-2010, en el que la playa sufrió un retroceso medio de casi 48 metros. Posteriormente, entre 2013 y 2016, la línea de costa avanzó hasta situarse aproximadamente en la situación que ocupaba en 2008. Se observa, que el periodo de retroceso de la playa coincide con un intervalo de tiempo durante el que se produjeron temporales muy energéticos, concretamente el temporal que se desarrolló en diciembre de 2009 fue el más energético de todo el periodo de estudio, con un valor de SPI de 6826 $m^2 \cdot h$. No se ha observado que durante los demás periodos energéticos, en los que han predominado eventos extremos de oleaje, se haya producido alguna alteración en la línea de costa.

Así pues, teniendo en cuenta toda la información, podría decirse que la playa de Los Lances se encuentra en un estado de equilibrio dinámico, por lo que su evolución en los próximos años va a depender del balance entre el aporte de sedimentos y el clima marítimo de la zona.

4.4.2.11. La Alcaidesa

Debido a las limitaciones del *software* MEPBAY® para ser aplicado en algunas de las bahías en Z estudiadas, no se ha podido utilizar esta herramienta para estudiar el

equilibrio de esta playa. Por tanto, para evaluar la estabilidad de la bahía en Z de La Alcaidesa se tendrán en cuenta los resultados obtenidos en el estudio de evolución reciente y de clima marítimo de la zona.

El estudio de evolución reciente muestra que en esta playa se han producido diferencias entre las zonas norte y sur. Por un lado, la zona septentrional de la playa ha sufrido acreción durante todo el periodo de estudio y por otro lado, la zona meridional ha tenido un comportamiento más variable, alternando los periodos de avance y retroceso, hasta quedar la línea de costa prácticamente en la misma posición que ocupaba en 1956. Los mayores periodos de retroceso se han producido en 1956-1977, 1997-2001, 2006-2008 y 2013-2016. Como ya se observó en el estudio de los datos históricos de oleaje, estos periodos destacan por haber sido energéticos, destacando el periodo 1997-2001 con un valor de SPI acumulado de 83 878 $m^2 \cdot h$. Durante este periodo se produjo el mayor retroceso en la zona sur, con una erosión media de la línea de costa superior a 20 metros.

En conclusión, teniendo en cuenta la evolución de esta playa durante los 60 años de estudio, podría afirmarse que se encuentra en un estado de equilibrio dinámico. El mantenimiento de este estado, va a estar condicionado tanto por el balance sedimentario, como del clima marítimo de la zona en los próximos años.

4.4.2.12. Sotogrande

La bahía en Z de la playa de Sotogrande fue creada de manera artificial a raíz de la instalación, a principios de los años 70 del siglo pasado, de los diques en la desembocadura del río Guadiaro con el objetivo de mitigar los problemas de acumulación de sedimentos en la desembocadura. Debido a la morfología prácticamente rectilínea de la playa, no se ha podido utilizar el *software* MEPBAY® para estudiar su estado de equilibrio. Por lo tanto, se utilizará la información obtenida en los apartados anteriores para estudiar la estabilidad de la playa.

Como ya se describió en el análisis de evolución reciente, esta playa ha sufrido retroceso de la línea de costa durante todo el periodo de estudio, siendo la erosión de la zona norte de mayor magnitud que la de la zona sur. Este retroceso de la línea de costa ha sido mayor durante los periodos 1984-1997 y 2001-2004, afectando a toda la playa. Posteriormente, entre 2008 y 2010 se registró el máximo retroceso de la zona sur, con una tasa media de erosión de -12,5 m/año, a pesar de haberse realizado una regeneración de la playa en 2009 donde se vertieron más de 31 000 m^3 de arena (Muñoz-Pérez et al., 2014).

Se observa la existencia de una relación directa entre los periodos de erosión y los ciclos más energéticos del clima marítimo de la zona (ver Figura 4.4.2.), habiéndose registrado en el año 1990 el mayor temporal de toda la serie de datos analizada.

En definitiva, considerando la evolución de la playa, podría decirse que la playa de Sotogrande se encuentra en un estado de inestabilidad hasta el final del periodo de estudio. Habría que estudiar la evolución de la playa en los próximos años para ver su respuesta tras la construcción de los espigones norte y sur en la zona urbanizada, que como se comentó en el estudio de evolución reciente, han ocasionado una acreción de 14 y 19 metros respectivamente.

5.DISCUSIÓN

5.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se hará un análisis de los resultados obtenidos en el apartado anterior, realizando una síntesis y una comparación con el trabajo de otros autores que ha desarrollado su trabajo en la zona de estudio. En un primer apartado se analizarán las características del sedimento y la topografía de las diferentes playas, así como la relación entre ambos parámetros. En el segundo apartado se discutirán los resultados obtenidos en el estudio de evolución reciente y finalmente, en el tercer apartado se analizará la estabilidad de las playas estudiadas, así como los factores que han intervenido en su evolución en estos sesenta años de estudio.

5.2. CARACTERIZACIÓN LONGITUDINAL

Desde un punto de vista general, los resultados muestran una relación directa entre el tamaño medio del grano y la morfología del perfil de la playa (Figura 5.2.1.). Las playas disipativas tienen sedimentos más finos (arena fina y media) en comparación con las playas reflectivas, donde se encuentran sedimentos de arena gruesa. Esta tendencia se encuentra en toda la bibliografía sobre bahías en Z, como por ejemplo en Benavente et al. (2000) y Klein et al. (2005; 2010). Así, Klein et al. (2004), ya describió esta relación entre el tamaño de grano y el estado morfodinámico de la playa tras el análisis de 28 bahías en Z en las costas norte y central del estado de Santa Catarina, en el sur de Brasil.

El estudio del tamaño medio de grano de cada playa permitió clasificar las playas objeto de estudio en tres grupos (Figura 5.2.2.):

- Playas de arena fina con un tamaño medio entre 2 y 3 Φ (de 0,125 a 0,250 mm) que representan el 8,33% del total de las playas y se corresponde con la playa de Valdelagrana, en el noroeste de la costa gaditana.
- Playas de arena media con un tamaño de grano entre 1 y 2 Φ (de 0,250 a 0,500 mm) que representan el 75% del total y en el que se encuentran el resto de playas de la costa atlántica gaditana: Fuentebravía, Santa Catalina, Camposoto, La Barrosa, Conil, Barbate, Bolonia, Valdevaqueros y Los Lances.
- Playas de arena gruesa con un tamaño medio entre 0 y 1 Φ (de 0,200 a 1,000 mm), que representa el 16,7% del total y se corresponde con las playas de la costa mediterránea gaditana: La Alcaidesa y Sotogrande.

Hay que mencionar que la playa de Fuentebravía cuya granulometría se encuentra en el límite entre arena fina y media (Figura 5.2.1.), se ha clasificado en el grupo de arena

media porque aunque su tamaño medio es de 0,25 mm, la mayoría de muestras analizadas presentan un tamaño de grano inferior a ese valor. Como ya observó Del Río (2007) en sus estudios, no se observa ninguna tendencia en cuanto a la distribución del tamaño de grano medio en las playas atlánticas. Todas presentan un tamaño de grano de arena media con un rango de variación pequeño, a excepción de la playa de Valdelagrana, que presenta una granulometría de arena fina, probablemente relacionada con las condiciones de contorno de la playa que proporcionan una mayor protección frente a la acción del oleaje, los mayores efectos de las corrientes de marea y la influencia de la desembocadura del río Guadalete (Benavente et al., 2002). En cuanto a las playas mediterráneas, las diferencias son mayores, presentando un mayor tamaño de grano la playa situada más al norte. En este caso sólo se han analizado dos playas de la costa mediterránea, por lo que no se considera representativo para establecer ningún tipo de tendencia (Figura 5.2.1.).

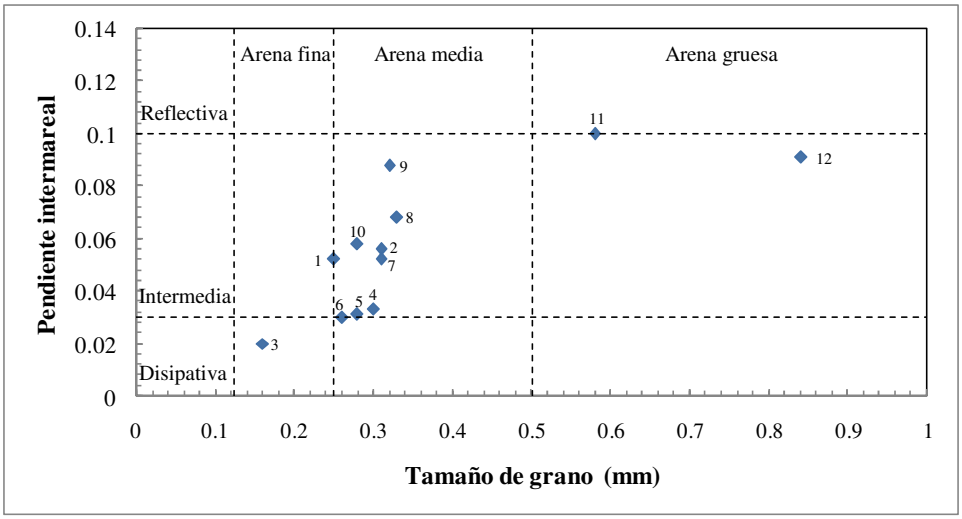


Figura 4.2.1. Relación entre tamaño de grano y pendiente intermareal media de las playas estudiadas. Los números indican las distintas playas. 1: Fuentebravía, 2: Santa Catalina, 3: Valdelagrana, 4: Camposoto, 5: La Barrosa, 6: Conil, 7: Barbate, 8: Bolonia, 9: Valdevaqueros, 10: Los Lances, 11: La Alcaidesa y 12: Sotogrande.

Respecto al grado de clasificación del sedimento, se observa en la figura 5.2.3. que la mayoría de las playas se encuentran moderada o moderadamente bien clasificadas. Se aprecia una peor clasificación de las playas de la zona norte de la costa atlántica, desde Valdelagrana hasta Barbate (puntos de muestreo 98-253). A partir de la playa de Bolonia (punto de muestreo 260) hacia el Sur, se observa una mejora en el grado de clasificación, probablemente debido al aumento en la distancia a las fuentes de aporte sedimentario (Del Río, 2007). La playa de Sotogrande (puntos de muestreo 409-432), en la costa mediterránea, es la mejor clasificada de todas, con valores entre moderadamente bien y muy bien clasificada.

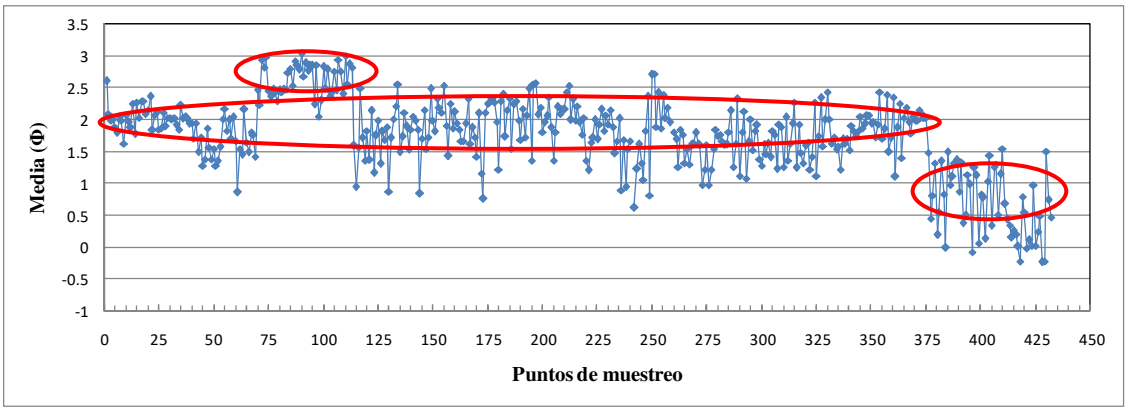


Figura 5.2.2. Distribución del tamaño de grano medio a lo largo de la zona de estudio. La figura muestra los puntos de muestreo de cada perfil de playa, en dirección Norte-Sur en el Océano Atlántico y en dirección Sur-Norte en el Mar Mediterráneo. Los tres óvalos en rojo muestran los tres grupos en los que se han clasificado las playas.

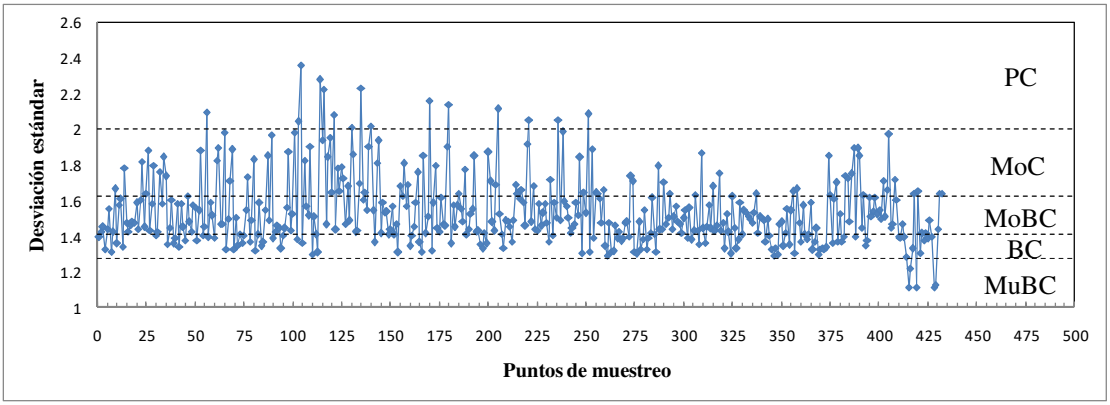


Figura 5.2.3. Distribución de los valores de desviación estándar de las muestras de las playas analizadas a lo largo de la zona de estudio. Se muestran los puntos de muestreo de cada perfil de playa, en dirección Norte-Sur en el Océano Atlántico y en dirección Sur-Norte en el Mar Mediterráneo. Las líneas discontinuas separan los diferentes grupos de clasificación según la clasificación de Folk y Ward (1957). PC: Pobremente clasificada, MoC: Moderadamente clasificada, MoBC: Moderadamente bien clasificada, B: Bien clasificada y MuBC: Muy bien clasificada.

En cuanto a la pendiente media de las playas, se observa en la figura 5.2.1. como las playas de la costa atlántica gaditana presentan una morfología entre intermedia y disipativa con una pendiente baja o moderada, mientras que en la costa mediterránea las playas presentan una pendiente más abrupta y con una morfología cercana a reflectiva según los criterios de Short (1979). Analizando los resultados en detalle, se aprecia como las dos playas al norte de la costa Atlántica gaditana, Fuentebravía y Santa Catalina, presentan una pendiente media moderada. En el caso de Santa Catalina, coincidiendo con los resultados de Del Río (2007) y como Benavente et al. (2000) ya describieron, la mayor pendiente de esta playa se debe a que la plataforma rocosa adyacente actúa de forma similar a un espigón, bloqueando parcialmente la deriva litoral y favoreciendo la acumulación de sedimento. En cambio, las playas de Valdelagrana, Camposoto, La Barrosa y Conil presentan una pendiente menor, característica de una morfología disipativa, destacando en este caso Valdelagrana como la playa con menores pendiente y

granulometría de toda la zona de estudio. Coincidiendo con los resultados de Del Río (2007), se observa como la pendiente va aumentando hacia el sur de la provincia, relacionada principalmente con la disminución del rango de mareas (Masselink y Short, 1993). Así las playas de Barbate, Bolonia, Valdevaqueros y Los Lances, presentan una morfología de tipo intermedio según Short (1979). Finalmente, las playas de la costa mediterránea gaditana presentan pendientes mayores cercanas a una morfología de tipo reflectiva. Trabajos anteriores realizados en la zona de estudio, (Benavente et al., 2007; Benavente et al, 2015) han relacionado el aumento del tamaño de grano y la pendiente hacia el Estrecho de Gibraltar y el Mar Mediterráneo con la reducción del rango de marea y con la creciente distancia a los principales ríos que suministran sedimentos a la costa.

Respecto al contenido medio de carbonatos de las playas de estudio, se aprecian diferencias significativas entre las playas atlánticas y mediterráneas del litoral gaditano (Figura 5.2.3.). Las playas de la costa atlántica presentan valores de contenido medio de carbonatos entre 9,25% y 15,50%, en cambio las dos playas de la costa mediterránea presentan un porcentaje de carbonatos menor con un valor medio del 4%. Acerca de la relación entre el tamaño medio de grano y la cantidad de carbonatos, en principio, se observa una relación inversa entre ambas variables (Figura 5.2.4. A). Este resultado se debe a la diferencia entre las características de los sedimentos de las playas atlánticas y mediterráneas. Sin embargo, si analizamos las muestras de la zona atlántica con detalle (Figura 5.2.4. B), se observa una relación directa entre el tamaño de grano medio y el contenido de carbonatos de las playas atlánticas (Figura 5.2.4. B), que según los estudios realizados por Del Río (2007), se debe a la análoga presencia de bioclastos en estas playas. En el litoral atlántico destacan las playas de Fuentebravía y Los Lances con un contenido medio de carbonatos menor respecto al resto de playas atlánticas, con valores de 9,25% y 11,00% respectivamente. Como ya se comentó anteriormente, la playa de Fuentebravía es una playa que ha presentado graves problemas de erosión desde principios de los años 90 del siglo pasado y que ha sido regenerada en 12 ocasiones en el período 1992-2015 (Munoz-Perez et al., 2001; 2014). El menor contenido de carbonatos de esta playa con respecto a las demás playas del noroeste de la costa gaditana podría deberse a estas intervenciones que se han realizado en ella, que como ya observaron Anfuso et al. (2001) afectaron a la morfodinámica de la misma durante el periodo 1996-1998, aumentando tanto la pendiente media de la playa (cambió de morfología disipativa a moderadamente reflectiva), como a su granulometría (cambió de 0,20 mm a 0,22 mm). Según recogen Muñoz-Perez et al. (2001), Fuentebravía fue regenerada en 1992, 1994 y 1996 con un

tamaño de grano de 0,39 mm, 0,28 mm y 0,30 mm, y un porcentaje de carbonatos de 9, 12 y 11 respectivamente. Aunque no se tiene información de las características del sedimento del resto de regeneraciones, se observa que al menos durante los primeros años, la playa se estuvo alimentando con una arena de características distintas a las iniciales. El menor contenido de carbonatos de la playa de Los Lances también lo describió Del Río (2007), atribuyendo este efecto al aporte de los ríos Jara y Vega a la playa, que drenan las areniscas silíceas del Aljibe y aportan sedimentos con muy bajo contenido en carbonatos. Se aprecian diferencias significativas entre los resultados obtenidos por Del Río (2007) y los obtenidos en este trabajo en cuanto al contenido de carbonatos de las playas atlánticas. Estas diferencias podrían ser debidas a la diferente metodología utilizada; Del Río (2007) realizó la determinación de carbonatos mediante la técnica volumétrica del calcímetro de Bernard, en cambio en este trabajo, como ya se comentó en la metodología, la determinación de carbonatos se ha realizado por la pérdida de peso por ignición mediante el Método del LOI (*Loss on ignition*).

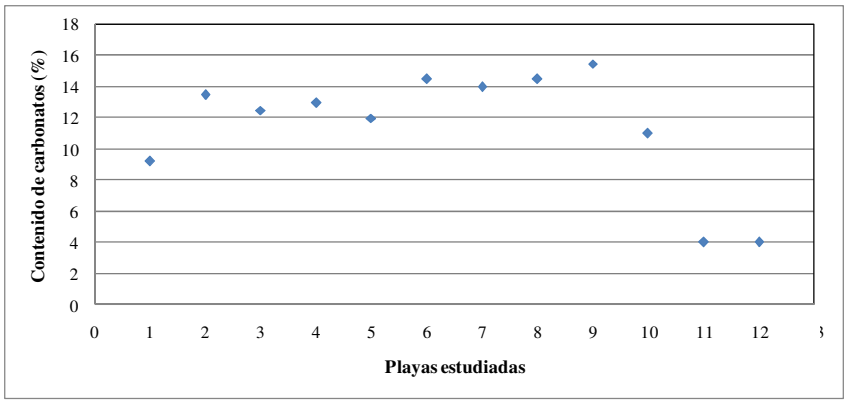


Figura 5.2.3. Contenido de carbonatos medio de las playas estudiadas. Los números indican las distintas playas. 1: Fuentebravía, 2: Santa Catalina, 3: Valdelagrana, 4: Camposoto, 5: La Barrosa, 6: Conil, 7: Barbate, 8: Bolonia, 9: Valdevaqueros, 10: Los Lances, 11: La Alcaidesa y 12: Sotogrande.

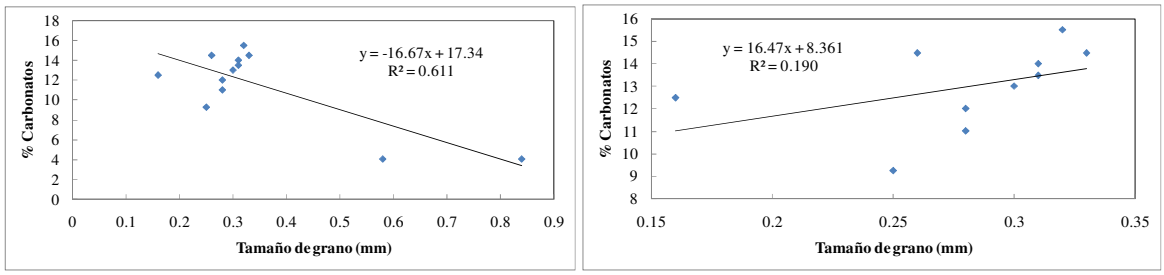


Figura 5.2.4. Relación entre el tamaño medio de grano (mm) y el contenido de carbonatos; A: en la totalidad de las playas estudiadas, B: en las playas de estudio de la costa atlántica.

Con respecto a la distribución longitudinal de la pendiente de la playa y el sedimento a lo largo de las bahías en Z, la bibliografía existente es escasa y muestra diferentes tendencias, al igual que se observa en el presente estudio (Figura 5.2.5.). Los

resultados obtenidos para las playas de Fuentebravía y Santa Catalina, las playas al norte de la costa atlántica gaditana, coinciden con el estudio realizado por Finkelstein (1982) en las playas de Kodiak Island (Alaska), donde la pendiente de la playa aumenta desde la zona de sombra hacia el sector distal y el tamaño de grano más grueso se puede encontrar en la zona central. Por otro lado, el comportamiento de la playa de Conil coincide con los trabajos realizados por Bascom (1951), Krumbein (1944) y LeBlond (1979), donde la pendiente y el tamaño de grano muestran una relación directa, aumentando desde la zona de sombra hacia el sector distal. Las playas de Barbate, Los Lances y La Alcaidesa presentan un comportamiento similar al observado por Yasso (1965) y Woodroffe (2002), donde el tamaño del grano también presenta una relación directa con la pendiente, en este caso, disminuyendo desde el sector de sombra hacia el sector distal. No se encuentran precedentes en la bibliografía sobre el comportamiento observado en otras playas. Así, Camposoto también tiene una relación directa entre la pendiente de la playa y el tamaño del grano, ambos disminuyen hacia el sector central y aumentan en los sectores de sombra y distal. Las demás playas tienen un comportamiento similar en términos de la pendiente de la playa, que disminuye gradualmente desde el sector de sombra hasta el sector distal. En las playas de Valdelagrana, La Barrosa, Valdevaqueros y Sotogrande, el tamaño del grano es más grueso en el sector central, mientras que disminuye hacia los extremos de la playa. Por otro lado, en la playa de Bolonia la relación es inversa, ya que mientras la pendiente disminuye desde el sector de sombra hacia el sector distal, el tamaño de grano aumenta hacia el sector distal. Si bien es cierto que existen pocos estudios sobre la distribución longitudinal de la pendiente y el tamaño de grano en las bahías en Z, es razonable pensar que se deben considerar otros factores para comprender completamente las tendencias longitudinales observadas. Una de ellas sería la altura de la ola y la dirección de aproximación, ya que la difracción del oleaje entrante que alcanza el promontorio determina diferentes grados de influencia en cada una de las zonas de la playa. Además, otros factores como la batimetría costera que afecta al asomeramiento del oleaje o la longitud del saliente costero, también pueden tener un impacto significativo en la distribución longitudinal de la morfología de la playa y las características del sedimento. Según los estudios realizado por Klein et al. (2010), otro factor a tener en cuenta sería el grado de curvatura de la bahía ya que las bahías en Z exhiben distintos patrones sedimentarios en función de este parámetro.

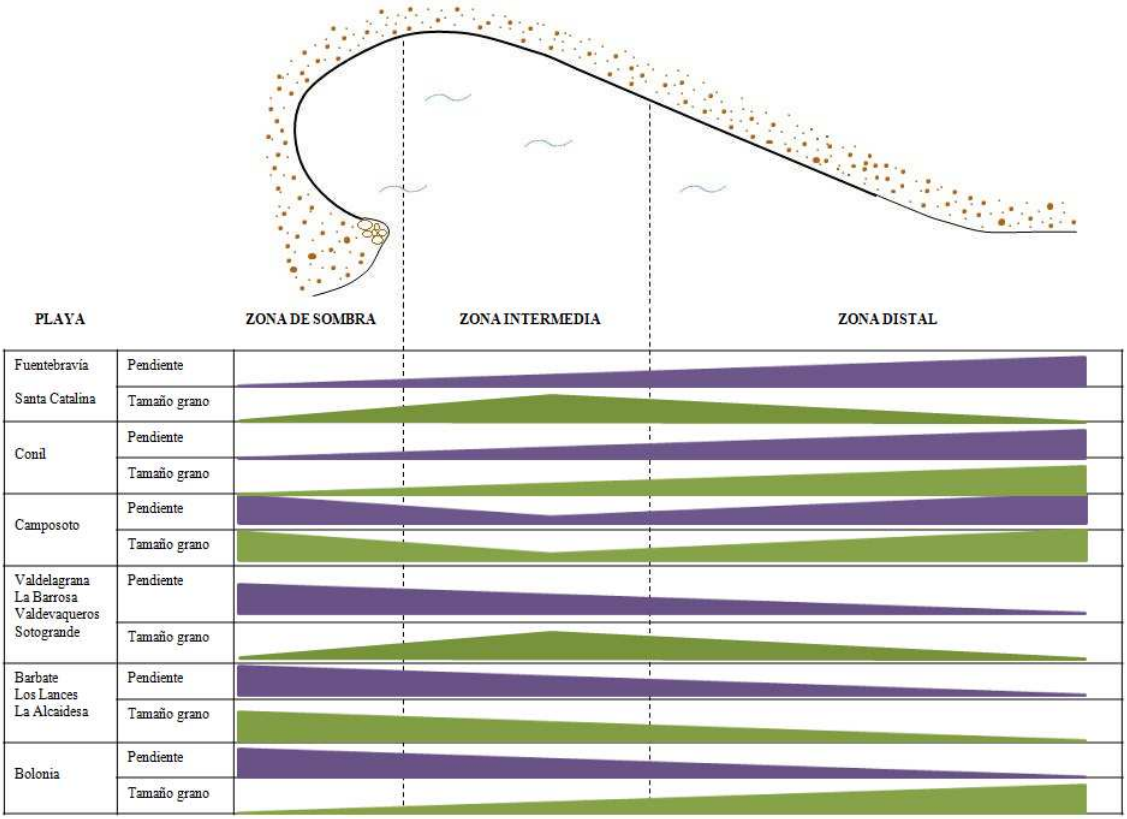


Figura 5.2.5. Resumen de los resultados. Se observa la distribución longitudinal de las tendencias de la pendiente (morado) y el tamaño de grano (verde) en los diferentes sectores de cada una de las playas estudiadas.

Merece la pena mencionar que el área de estudio es muy grande y presenta una gran variedad de características hidrodinámicas. El régimen de vientos y oleaje, el rango de mareas y las corrientes costeras que se pueden encontrar en la costa atlántica de Cádiz son muy diferentes de las de la costa mediterránea. Las playas estudiadas también presentan características muy diferentes. Algunas de ellas son muy largas, como Los Lances (aproximadamente 6 km de largo) o Camposoto (aproximadamente 5 km de largo), donde el efecto producido por el promontorio costero disminuirá a medida que aumenta la distancia a la zona de sombra, perdiendo las características de una bahía en Z y asemejándose más a una playa rectilínea. Por otro lado, hay playas como Fuentebravía con una longitud de unos 660 metros y que se encuentra entre dos espigones, que presenta características más típicas de una playa en bolsillo que de una bahía en Z.

Autores como Nordstrom (1977), Short y Ni (1997) y Short (1999) sugieren la importancia de la fuente de sedimento como un factor a considerar en la distribución del tamaño de grano. Al ser un área de estudio tan extensa, la contribución sedimentaria proviene de diferentes fuentes. Hay varios ríos que desembocan en la costa de Cádiz y que proporcionan sedimentos a la zona. El más importante es el río Guadalquivir, en el límite

norte de la provincia, que representa la principal fuente de aporte sedimentario del Golfo de Cádiz. La depresión Terciaria del Guadalquivir está constituida por materiales postorogénicos marinos y continentales (Gracia y Benavente, 2000). El segundo curso de agua en importancia es el río Guadalete, cuya desembocadura se encuentra dentro de la Bahía de Cádiz, de la cual constituye la principal fuente de sedimentos (Del Río, 2007). Otros ríos de cierta relevancia en la costa de Cádiz son el río Barbate, que desemboca en la ensenada del mismo nombre, y el río Guadiaro, cuya desembocadura se encuentra junto a la playa de Sotogrande. Los materiales drenados por estos ríos tienen diferentes características, lo que podría ayudar a explicar los valores anómalos del tamaño de grano que se encuentran en algunas de las playas investigadas. Por ejemplo, la alta pendiente de la playa de Valdevaqueros es sorprendente en relación con el tamaño de grano que presenta. El comportamiento opuesto se observa en la playa de Camposoto, La Barrosa y Conil, donde se observa una pendiente muy suave en relación con su tamaño de grano.

5.3. EVOLUCIÓN RECIENTE Y ESTADO ACTUAL DE EQUILIBRIO

La evolución en las últimas seis décadas de las bahías en Z analizadas en este trabajo, así como su actual estado de estabilidad, han estado condicionados por diversos factores como son las diferentes construcciones e infraestructuras ingenieriles llevadas a cabo en el litoral atlántico gaditano a partir de la segunda mitad del siglo pasado, el déficit sedimentario ocasionado por la regulación mediante embalses del cauce de los principales ríos que nutren la zona de sedimento que comenzó en los años 60 y 70 del mismo siglo, así como de los eventos extremos de oleaje ocurridos en la zona durante este periodo.

Respecto a estos últimos, los eventos extremos de oleaje (temporales, huracanes, tormentas tropicales, entre otros) son, de entre los agentes que contribuyen a la gran variabilidad de la zona litoral, los que ocasionan los cambios más significativos (Rangel-Buitrago, 2013). A pesar de que su actuación está limitada a intervalos temporales cortos, se les atribuye un papel principal en la evolución a largo plazo de las zonas costeras (Morton et al., 1995, Rangel-Buitrago, 2013).

El estudio de evolución reciente y el análisis de las series de oleaje de los sesenta años realizados en este trabajo, han permitido establecer una relación directa entre los periodos de erosión y el registro de los temporales ocurridos en la zona de estudio. En este sentido, destacan los periodos 1956-1976, 1984-1996, 1997, 2008-2009 y 2013-2016 como los periodos más erosivos de la serie analizada. Estos resultados coinciden con los obtenidos por otros autores como Guisado-Pintado (2014, 2017), Puig (2016) y Rangel-Buitrago (2011b) en el litoral gaditano, quienes también destacaron la relación entre los periodos de erosión y los ciclos de eventos extremos de oleaje.

Los estudios realizados por Ferreira (2005, 2006) en el litoral atlántico portugués y los llevados a cabo por Rangel-Buitrago (2013) en playas de la costa atlántica gaditana, ponen de manifiesto que los grupos de temporales pueden ocasionar mayor erosión en la costa que diversos eventos extremos separados en el tiempo. A este respecto, se ha observado que los periodos en los que se ha registrado un mayor retroceso de la línea de costa, son aquellos en los que se ha producido un mayor número de grupos de temporales (Figura 5.3.1.).

Durante el periodo 1956-1977 se desarrollaron 36 grupos de temporales en la costa atlántica gaditana y 42 en la mediterránea (Figuras 5.3.1.). Durante este periodo se produjo un retroceso muy importante en las playas de Fuentebravía, Santa Catalina, Valdelagrana, Camposoto y Bolonia en el litoral atlántico, y La Alcaidesa en el mediterráneo, destacando en este sentido el sector meridional de la playa de Valdelagrana, con un retroceso de más de 180 metros. Habría que recordar, que durante este periodo se produjeron las mayores intervenciones antrópicas en la costa gaditana y que tuvieron mucha relevancia en la zona noroeste de la provincia.

En el periodo 1984-1996, se han observado 24 grupos de temporales en la costa atlántica gaditana y 33 en la mediterránea (Figura 5.3.1.). Hay que destacar, que durante este periodo se registró la tormenta más energética del litoral mediterráneo en marzo de 1990, que formó parte de un grupo de 5 temporales que comenzaron el 22 de febrero y terminaron el 1 de abril. Durante este periodo se observó erosión en todas las playas de la costa atlántica, excepto las del Sureste (Bolonia, Valdevaqueros y Los Lances) y una erosión muy severa en la playa de Sotogrande, que ocasionó un retroceso de la línea de costa superior a 30 metros. Estos resultados fueron también observados por Rangel y Anfuso (2011) para la costa atlántica, y por Puig (2016) para las playas de Fuentebravía, Santa Catalina, Valdelagrana y Camposoto.

El año 1997 destaca por el número de tormentas registradas, con un total de 10 tormentas y cuatro grupos de tormentas en la costa mediterránea (Figura 5.3.1. C). En este sentido, sobresale una tormenta individual a mediados de diciembre con valores cercanos a 3000 $m^2 \cdot h$. Durante este año se registró erosión en las playas atlánticas de Santa Catalina, Camposoto, La Barrosa, Bolonia y Valdevaqueros, y en las dos playas mediterráneas, siendo el año en el que se observó mayor retroceso de la línea de costa en la playa de La Alcaidesa. Según los estudios realizados por Rangel-Buitrago (2013), éste fue uno de los inviernos más energéticos, observando retrocesos de hasta 31 metros en el pie de duna

como resultado de la intervención sucesiva tanto de eventos individuales como de grupos de temporales.

Durante el periodo 2008-2009 se contabilizaron 6 grupos de temporales en la costa atlántica y 3 en la mediterránea (Figura 5.3.1.). En diciembre de 2009 se registró el mayor temporal de todo el periodo de estudio en la costa atlántica. Este temporal formó parte de un grupo de 7 tormentas y registró un valor máximo de 6826 $m^2 \cdot h$ en el punto HIPOCAS de Bolonia. En este periodo, se produjo erosión en las playas atlánticas de Fuentebravía, Valdelagrana, Camposoto, La Barrosa, Conil, Bolonia y Los Lances, y en las dos playas del litoral mediterráneo. Destacando entre las más afectadas, la playa de Sotogrande, con un retroceso medio de la línea de costa de casi 35 metros.

El periodo 2013-2016 destaca por un número elevado de grupos de temporal, con 11 grupos en el litoral atlántico (Figura 5.3.1. A, B y C) y 9 en el mediterráneo (Figura 5.3.1. D). Habría que destacar el invierno del año 2014, donde se ha observado un grupo de 13 temporales, con un SPI acumulado de casi 10 000 $m^2 \cdot h$. Durante este periodo se produjo erosión en las playas de Valdelagrana, Camposoto y Conil en el litoral atlántico, y en La Alcaidesa en el mediterráneo. En este sentido, destaca la zona meridional de la playa de Valdelagrana, donde el retroceso fue de casi 40 metros.

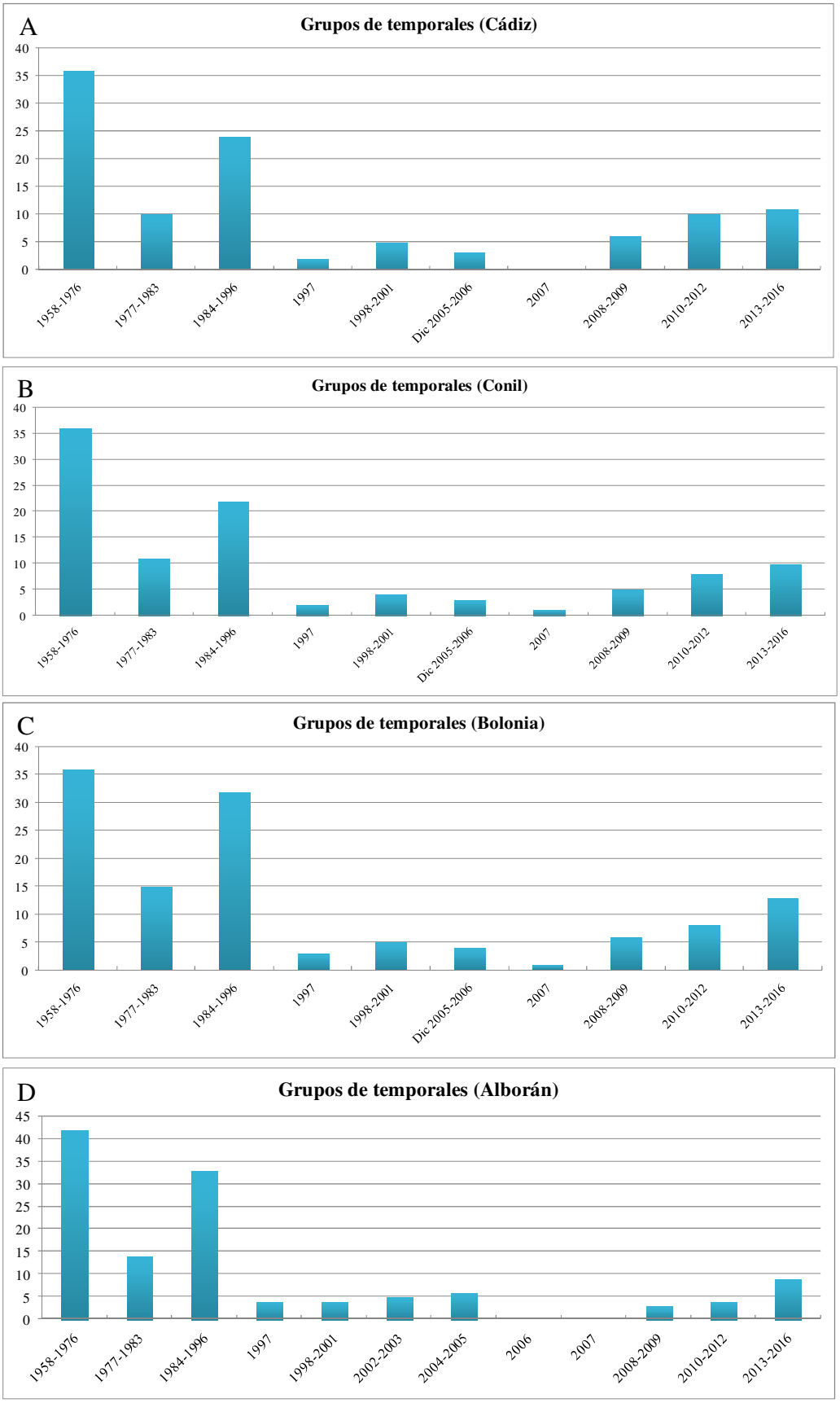
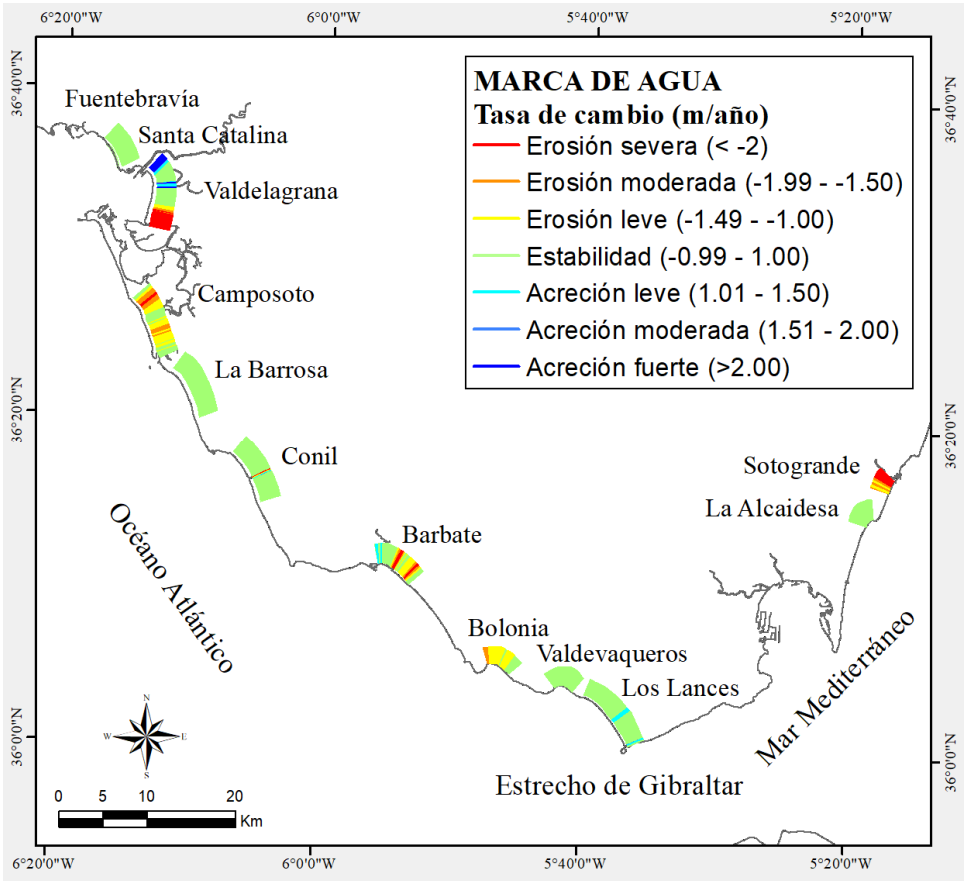


Figura 5.3.1. Número de grupos de temporales por periodo, registrados en los cuatro puntos SIMAR analizados en la costa gaditana, desde 1958 a 2016. A: Cádiz, B: Conil, C: Bolonia y D: Alborán.

El análisis del clima marítimo de la zona de estudio, ha complementado la investigación de la evolución de las playas y ha permitido entender muchos de los cambios que se han observado a lo largo de estos sesenta años. La evolución de las doce bahías en Z analizadas durante el periodo de estudio (1956-2016) presenta gran variabilidad. En la figura 5.3.2. se han representado las tasas de cambio para los dos indicadores de la línea de costa utilizados en este trabajo. Para establecer los intervalos de las tasas de cambio se han utilizado los criterios descritos por Del Río (2007) en su estudio de evolución a corto y medio plazo de la costa atlántica gaditana. Se puede ver que también existen diferencias entre los dos indicadores utilizados en algunas de las playas.

En cuanto al indicador de la marca de agua, no se observa ninguna tendencia a lo largo de la zona de estudio. Este indicador muestra retroceso de la línea de costa en cinco de las doce playas analizadas, concretamente en el sector meridional de la playa de Valdelagrana, donde se observan las tasas de retroceso más elevadas de toda el área de estudio, en Camposoto, en los sectores central y sur de Barbate y en casi la totalidad de la playa de Bolonia, en la fachada atlántica, y Sotogrande en la mediterránea. Respecto al pie de duna, los resultados muestran menores diferencias. En la mayoría de las playas se ha producido acreción de la línea de costa o estabilidad, a excepción del gran retroceso sufrido por la zona sur de Valdelagrana (Punta de Los Saboneses) y en algunos tramos de la playa de Camposoto, sobre todo en la zona central.

A



B

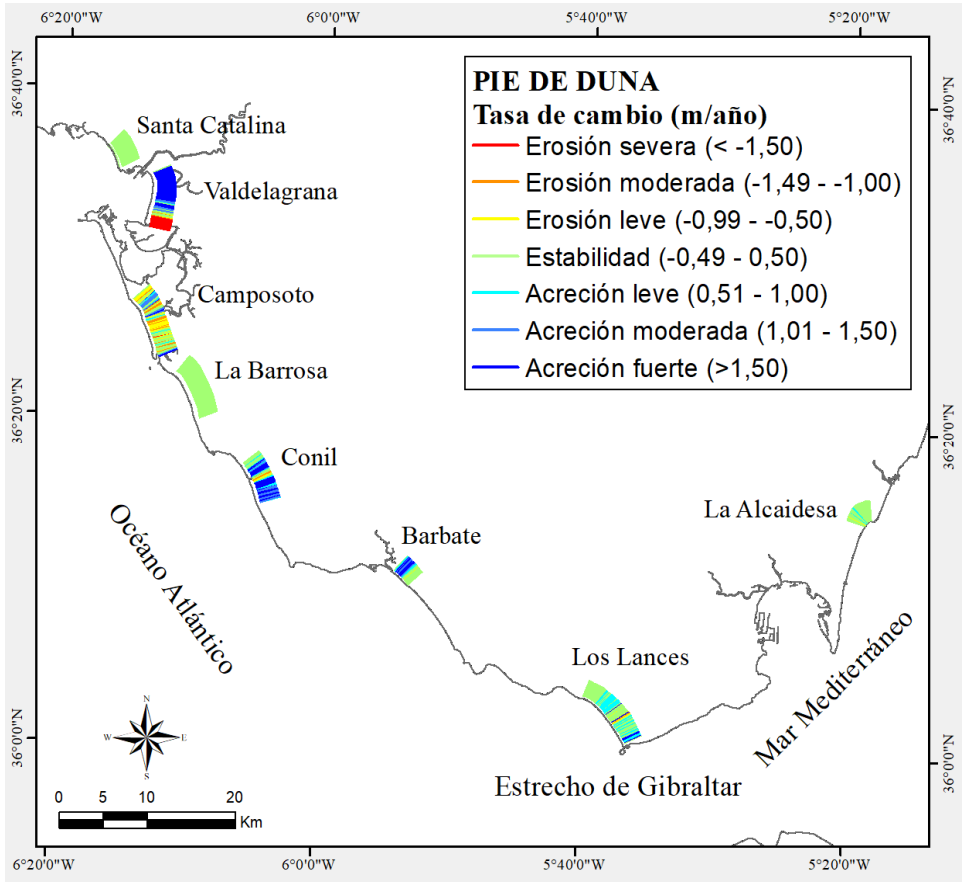


Figura 5.3.2. Representación de las tasas de cambio para los dos indicadores utilizados durante el periodo de estudio 1956-2016. A: Línea de pleamares o marca de agua. B: pie de duna.

Las dos playas situadas al norte de la costa Atlántica gaditana, Fuentebravía y Santa Catalina, presentan estabilidad para los indicadores utilizados durante el periodo de estudio, como se puede apreciar en la figura 5.3.2. A pesar de esta aparente estabilidad, la playa de Fuentebravía ha sufrido graves problemas de erosión durante estos años, que se ha paliado con numerosas regeneraciones desde principios de los años 90 del siglo pasado hasta la actualidad (Muñoz-Pérez et al., 2001, 2014) y con la construcción de un espigón en su extremo meridional en 2014. Estas actuaciones no han impedido que se produzcan daños a las infraestructuras durante la acción de temporales energéticos (Del Río, 2007), presentando una tasa máxima de erosión de -0,6 m/año y un retroceso superior a los 30 metros durante el periodo 1956-1977. En cuanto a la playa adyacente de Santa Catalina, la marca de agua ha presentado una tasa media de cambio de -0,56 m/año en la zona norte con un retroceso de hasta 33 metros, la zona central ha permanecido estable y se registra una leve acreción al sur, que como ya observaron Benavente (2000) y Del Río (2007), podría deberse a la retención del sedimento transportado por la deriva litoral por parte de la plataforma rocosa situada frente a la Punta de Santa Catalina. Como se mencionó en el capítulo de resultados, todo el frente costero está urbanizado, excepto una pequeña zona de dunas en la parte central que ha sufrido un retroceso medio de -0,15 m/año. Esta zona del litoral atlántico gaditano ha sido la más afectada por el desarrollo urbanístico (Guillemot y Palma, 1987). A partir de los años 70 del siglo pasado comenzó la urbanización de toda la trasplaya de este sector, ocasionando la desaparición de un gran manto eólico, formaciones dunares costeras, así como pinares y terrenos de cultivo (Del Río, 2007). Además, a principios de los años 50 del mismo siglo se inició la construcción de varias estructuras ingenieriles aguas arriba de estas playas como son la Base Aeronaval de la OTAN o el puerto deportivo de Rota en 1992, que junto con la regularización de los cauces de los ríos que nutren de sedimentos a estas playas, llevada a cabo durante los años 60 y 70 del pasado siglo, serían según Del Río (2007) las causas principales de la erosión de este sector costero.

En cuanto a la playa de Valdelagrana, ambos indicadores muestran resultados parecidos; acreción en la zona norte, estabilidad en la zona central y un gran retroceso del sector meridional (Figura 5.3.2.). La tendencia evolutiva de esta playa ha estado muy influenciada tanto por la reducción de aportes debido a la canalización de la desembocadura del río Guadalete y a la regularización de su cuenca mediante embalses (Gracia et al., 2005), como a la construcción (1971) y posterior ampliación (1984) de los diques en la desembocadura del río, los cuales fuerzan a la corriente fluvial saliente a

penetrar en la bahía en dirección a Cádiz (Martínez et al., 2001; Del Río, 2007; Rodríguez-Polo, 2009). La zona meridional de la playa de Valdelagrana presenta, para el indicador de la marca de agua, la mayor tasa de retroceso de todas las playas de la zona de estudio, con una tasa media de -9,25 m/año y máxima de -14,83 m/año. Este retroceso ha sido continuo aunque no constante, presenta valores máximos en dos periodos; el primero de ellos entre 1977-1985, coincidiendo con las intervenciones antrópicas en la zona y un ciclo de temporales energéticos, con una regresión de 263 metros, y el segundo entre 2010-2013, periodo en el que se registraron los temporales más energéticos durante los sesenta años de estudio, con una tasa máxima de -37,26 m/año y un retroceso de 111 metros. En general, la marca de agua ha sufrido un retroceso de 779 metros en esta zona, ocasionando la desaparición de gran superficie de playa, cordones litorales e incluso parte de la marisma (Rodríguez-Polo, 2009). Al igual que la marca de agua, el pie de duna muestra en la Punta de los Saboneses, extremo meridional de Valdelagrana, las mayores tasas de cambio registradas en todas las playas estudiadas, con una tasa media de -4,87 m/año y una máxima de -13,9 m/año, originando un retroceso de hasta 606 metros. Como consecuencia de la erosión de la playa y las dunas, se ha producido la generación de un gran bajo arenoso en la desembocadura del río San Pedro debido a la interacción entre la corriente de deriva litoral, la corriente mareal del río San Pedro, y la restricción geométrica de su límite sur (artificial: Polígono Industrial del Bajo de la Cabezuela) (Rodríguez-Polo, 2009).

Respecto a la playa de Camposoto, se observan mayores diferencias entre los dos indicadores. Mientras que la marca de agua muestra una tendencia erosiva (Figura 5.3.2. A), el pie de duna revela mayor heterogeneidad, aunque con predominio de erosión, presenta ciertos puntos de acreción (Figura 5.3.2. B). Esta diferencia entre los dos indicadores puede deberse a que en playas con cierta anchura supramareal, la playa puede estar en erosión pero ésta no reflejarse en el pie de duna, viéndose afectadas las dunas solamente durante eventos de oleaje extremo. La heterogeneidad en las tasas de cambio registradas en esta playa tienen relación con la morfología sumergida de la zona, ya que a unos 500-700 metros de la costa hay un bajo rocoso que constituye una barrera de protección del litoral frente a los temporales (Benavente et al., 2002; Del Río, 2007). Este afloramiento tiene un carácter discontinuo y hace que el sector central esté más desprotegido y expuesto a la acción del oleaje, por tanto más afectado por la erosión (Del Río, 2007). Además, a esto hay que sumar el deterioro de las dunas por el tránsito de usuarios de la playa, que provoca la reactivación de los abanicos de desbordamiento durante periodos de temporal debido a la degradación del cordón dunar (Del Río, 2007,

Talavera, 2019). Según Gracia et al. (2005) se produce el crecimiento de pequeñas dunas embrionarias en los abanicos de desbordamiento durante los períodos de calma, suponiendo una recuperación del sistema dunar. La tendencia erosiva observada en esta playa no ha sido continua en el tiempo, produciéndose los mayores retrocesos de la línea de costa en los periodos 1956-1977, 1984-1997 y 2010-2013, siendo tres de los periodos más energéticos registrados en el análisis del clima marítimo de la zona. Como ya observó Talavera (2019), la evolución morfodinámica de esta playa está influenciada por las condiciones de contorno y por el grado de antropización, así como por el déficit sedimentario que afecta a la costa atlántica gaditana, encontrando una playa desnutrida y vulnerable a los efectos de los temporales.

En la playa de la Barrosa los dos indicadores muestran la misma tendencia. Como se puede ver en las figura 5.3.2., tanto la marca de agua como el pie de duna presentan estabilidad para esta zona durante el periodo de estudio. A pesar de esta estabilidad aparente, el indicador de la marca de agua muestra un retroceso de la línea de costa de 50 metros en el tercio norte de la playa. El resto de la playa muestra cierta acreción con una tasa media de 0,41 m/año y un avance de la línea de costa de más de 20 metros. Esta playa, al igual que muchas otras del litoral gaditano, se ha visto afectada por la urbanización ocasionada por el crecimiento demográfico y el auge del turismo que comenzó en los años 70 del siglo pasado (Del Río, 2007). La construcción de la urbanización de la Barrosa provocó la destrucción de amplias zonas de dunas, a pesar de ello se observaron nuevos acúmulos dunares delante de la urbanización que han crecido durante el periodo 1984-2016 con una tasa media de 0,62 m/año, generando un crecimiento del pie de duna de más de 15 metros. También se observa un avance medio del pie de duna de más de 20 metros al norte de la urbanización Novo Sancti Petri entre los años 1956 y 1977, con una posterior estabilización del sistema dunar por el aumento de la vegetación. Desde el sur de Novo Sancti Petri hasta la torre del Puerco, el indicador del pie de duna muestra estabilidad. En vista de los resultados, se deduce que a pesar de las intervenciones antrópicas realizadas en la zona, la playa ha conseguido mantener un equilibrio dinámico probablemente gracias a las regeneraciones realizadas en ella desde principios de los años 90 del siglo pasado (Muñoz-Pérez et al., 2001, 2014).

Respecto a los resultados obtenidos para la playa de Conil, se observa que los dos indicadores utilizados para evaluar la evolución de la línea de costa muestran diferencias. La marca de agua revela estabilidad para toda la playa (Figura 5.3.2. A), a excepción de la zona de la desembocadura del río Salado de Conil, mientras que el indicador del pie de

duna presenta acreción en toda la playa (Figura 5.3.2. B). A pesar de la estabilidad que muestra el indicador de la marca de agua, se ha observado un retroceso de hasta 17 metros en la zona norte de Fuente del Gallo y en la playa de la Fontanilla. En cuanto al pie de duna, como se puede ver en la figura 5.3.2. B, muestra acreción para toda la playa, destacando las zonas de los Bateles y de Castilnovo, con un crecimiento del pie de duna de hasta 163 metros en esta última. En este caso se trata de una bahía en Z muy abierta, prácticamente rectilínea, de gran longitud y que iría perdiendo las características de estos sistemas a medida que aumenta la distancia al Cabo de Roche. En su estudio, Del Río (2007) califica esta playa como una playa rectilínea, donde la deriva litoral cobra importancia, haciendo que la playa se comporte como zona de trasvase lateral de sedimentos y caracterizándose por cierta estabilidad. Además, las playas rectilíneas se caracterizan por un transporte longitudinal importante (Davies, 1980) y suelen estar en zonas con ríos que suministran sedimento (Komar, 1998; Woodroffe, 2002), lo que justificaría esta acreción del pie de duna en las playas de la Fontanilla, los Bateles y Castilnovo, situadas al sur de la desembocadura del río Salado de Conil.

Los resultados observados para la playa de Barbate difieren bastante según el indicador utilizado. La marca de agua (Figura 5.3.2. A) muestra estabilidad e incluso cierta acreción en la zona de sombra de la bahía en Z, en cambio las zonas central y distal se caracterizan por la erosión. Mientras que el pie de duna de prácticamente toda la playa del Cañillo ha sufrido acreción (Figura 5.3.2. B). Esta bahía en Z se formó sobre una flecha litoral a partir de la construcción del puerto de Barbate entre los años 1952-1958 (Junta de Andalucía, 2015), por lo que no se tiene registro fotográfico de la zona anterior a esta construcción y podría considerarse la ortofoto de 1956 como el estado natural de la zona antes a las intervenciones antrópicas. Durante el periodo de estudio se ha observado una acreción de la zona oeste, a la sombra del espigón del puerto, de hasta 85 metros, con una tasa media de 2,15 m/año. En el centro de la flecha se observa un punto de inflexión donde la tendencia cambia (ver figura 4.3.39.), produciéndose un fenómeno de rotación alrededor de su zona central (Short y Masselink, 1999) ocasionando un retroceso del extremo libre de la flecha de casi 200 metros. Este adelgazamiento de la flecha y retroceso de la línea de costa, está relacionado con la disminución de los aportes a partir de la construcción del puerto, que retendría el sedimento transportado por la corriente de deriva (Del Río, 2007). Esta disminución de aportes afecta también a la playa del Cañillo, donde la línea de costa ha retrocedido casi 130 metros, registrando un retroceso de cerca de 60 metros en el periodo 1956-1977. En cambio, todo del pie de duna en esta zona ha sufrido acreción,

encontrando los mayores valores al norte de la playa del Cañillo, al abrigo del espigón en la desembocadura del río Barbate.

En la ensenada de Bolonia, el análisis de la marca de agua indica que se ha producido erosión prácticamente en toda la zona durante el periodo de estudio (Figura 5.3.2. A), disminuyendo la magnitud de la misma de Oeste a Este. La zona que ha sufrido un mayor retroceso de la línea de costa es la zona de sombra de la bahía, coincidiendo con la localización de la gran duna móvil. Este sector se ha erosionado con una tasa media de -1,49 m/año, ocasionando un retroceso medio de 96 metros de la línea de costa. Hacia la zona distal de la bahía la tasa de erosión disminuye notablemente, con valores que oscilan entre -1,16 y -0,58 m/año. Esta tendencia erosiva no ha sido constante en el tiempo, produciéndose la mayor erosión entre 1956 y 1977, con un retroceso de la línea de costa en la zona de sombra de casi 50 metros. Posteriormente se observan otros dos periodos erosivos, donde el retroceso medio ha sido en torno a 20 metros, en 1997-1998 y 2008-2010, registrándose en este último periodo el temporal más energético de toda la serie de estudio. De igual modo se han contemplado dos periodos de acreción en 2006-2008 y 2013-2016, con una avance medio de la línea de costa de alrededor de 14 metros en ambos periodos. Estos resultado difieren con los contemplados por Del Río (2007) en el periodo de estudio 1956-2002, donde observó que la mayor erosión se produjo en la zona central y en cambio, ambos extremos de la bahía se mantenían estables.

Los resultados obtenidos para la ensenada de Valdevaqueros indican que esta bahía se ha mantenido relativamente estable durante el periodo de estudio (Figura 5.3.2. A). Aún así, se han registrado tasas de erosión del orden de -0,54 m/año en la zona de sombra de la bahía, al oeste del gran edificio dunar. Esta erosión ha sido continua durante todo el periodo de estudio, pero destaca el periodo 1997-1998 con un retroceso de la línea de costa de 16 metros, coincidiendo con el año de temporales más energéticos del siglo pasado. Nuño (2008) realizó un estudio morfológico de la duna de Valdevaqueros y constató la erosión de esta zona reflejada en una brusca reducción en la anchura de la playa. Del mismo modo, Del Río (2007) observó cambios en el microacantilado situado en extremo oriental de la ensenada, donde se registraron tasas de retroceso media para el periodo 1956-2002 cercanas a los 1,5 m/año. La erosión disminuye hacia la zona distal, al igual que en la ensenada de Bolonia, con una tasa media de erosión de -0.33 m/año. Según Del Río (2007), sería necesario realizar un estudio mineralógico, pero los vientos y el oleaje de Levante habrían contribuido a mantener la estabilidad de la playa aportando sedimentos procedentes de los aportes de los ríos Jara y Vega de la playa vecina de Los Lances.

En la playa de Los Lances ambos indicadores muestran resultados similares (Figura 5.3.2.), la marca de agua presenta estabilidad para toda la zona y el pie de duna alterna estabilidad con acreción leve y moderada, esta última en el sector distal. En la zona de sombra de la bahía la anchura de la playa es muy reducida y se han registrado tasas de retroceso de la marca de agua de -0,31 m/año. A medida que nos alejamos de la cabecera de la bahía, la anchura de la playa va aumentando y la marca de agua presenta una tasa de cambio media de 0,43 m/año y una acreción media cercana a los 30 metros. En cuanto al indicador del pie de duna presenta estabilidad en la zona norte y una tasa media de acreción de 0,65 m/año en la zona de dunas anterior al río Jara, donde se observa una estabilidad del cordón dunar por aumento de la vegetación que ha supuesto un avance del pie de duna de más de 25 metros. También se observa una gran acreción del pie de duna en la zona cercana a la ciudad de Tarifa, con una tasa máxima de 1,75 m/año. Como se puede observar, esta bahía no ha sufrido los problemas de erosión apreciados en la mayoría de las playas del norte de la costa atlántica gaditana, probablemente porque al igual que Valdevaqueros, el sedimento proceda de los ríos Jara y Vega que desembocan en ella (Del Río, 2007). El bajo nivel de transformación de esta zona del litoral gaditano también habría contribuido a mantener la estabilidad de la playa, ya que tan solo la zona meridional de la playa donde se ubica la ciudad de Tarifa habría sufrido algún tipo de transformación.

Respecto a la playa de La Alcaidesa, ambos indicadores presentan el mismo resultado, estabilidad tanto de la marca de agua como del pie de duna (Figura 5.3.2.). En la mitad septentrional de la playa, la marca de agua presenta una tasa media de 0,39 m/año que ha sido constante durante todo el periodo de estudio y ha ocasionado un avance medio de la línea de costa de 25 metros. En cambio en la mitad septentrional la marca de agua ha mostrado un comportamiento más variable, se han producido avances y retrocesos de la línea de costa durante el periodo de estudio hasta mantenerse en una situación prácticamente similar a la presentada en 1956. En cuanto al indicador del pie de duna, muestra estabilidad de la zona norte de la playa, cierta erosión en el centro ocasionada por las migraciones en la desembocadura de un arroyo estacional y acreción en el sector meridional de la bahía, con un avance del pie de duna de más de 16 metros. Se observa que a pesar de que este tramo del litoral mediterráneo se encuentra altamente ocupado por zonas urbanizadas y campos de golf, la playa y la trasplaya de esta bahía han permanecido en estado natural, lo que probablemente haya favorecido esta estabilidad durante el periodo de estudio. Esta situación de estabilidad también ha sido observada, en estudios realizados de este tramo del litoral, por autores como Fernández de la Torre (2017) o Prieto (2017).

En cuanto a la playa de Sotogrande, el indicador de la marca de agua muestra que se ha producido erosión a lo largo de toda la playa durante el periodo de estudio (Figura 5.3.2. A). La erosión en la zona norte ha sido mayor que en la zona sur, ocasionando un retroceso medio de 176 metros y con una tasa media de cambio de -3,21 m/año. Esta zona de la playa es muy dinámica debido a las migraciones de la flecha y la contraflecha en la desembocadura del río Guadiaro, así como a las diferentes intervenciones antrópicas que se han producido en la zona. El retroceso en esta zona ha sido continuo durante todo el periodo de estudio, aunque no constante, alcanzando máximos valores en el periodo 2001-2004, ocasionando una regresión de la línea de costa de más de 18 metros. En la zona sur el retroceso de la línea de costa también se ha producido de manera irregular, con una regresión máxima de casi 90 metros, donde destaca el periodo 2008-2010, en el que se observó un retroceso de más de 25 metros. La evolución morfológica de esta playa está estrechamente relacionada con las intervenciones antrópicas que se han producido en la zona desde los años 70 del siglo pasado. Originalmente la desembocadura del río Guadiaro formaba un pequeño delta con una flecha y una contraflecha en ambas márgenes del río. En la década de los 70, con el fin de evitar el cierre de la bocana, se llevó a cabo la construcción de dos espigones en la desembocadura del río (Vázquez, 2009). Posteriormente, a finales de los 80 se construyó al norte del estuario el puerto deportivo de Sotogrande y más adelante se dragó un antiguo caño para abrir una marina en la década de los 90 con el objetivo de construir una ciudad lacustre (IECA, 2017). La construcción del puerto supuso la alteración de la dinámica del estuario, que junto con la extracción de sedimentos del cauce del río para su uso en construcción, ocasionaron un déficit de sedimentos en la playa (Vázquez, 2009). Esto ha ocasionado graves problemas de erosión, llevando incluso a la desaparición de la playa frente a la zona urbanizada, lo que obligó a la construcción de una escollera para proteger las viviendas. Como medida de protección del litoral, se instalaron dos espigones perpendiculares a la costa en 2014 y 2015 que han favorecido la retención de sedimento, produciendo una acreción de la línea de costa de casi 20 metros. Además, con el fin de proteger el estuario, en 1989 se aprobó la figura de Paraje Natural del Estuario del río Guadiaro, protegiendo así 27 hectáreas, restos de las antiguas marismas próximas a la desembocadura, y último exponente del sistema de caños y humedales del estuario. En trabajos recientes (Montes et al., 2017), se ha constatado que los problemas de erosión siguen estando presentes, lo que ha ocasionado el traslado de sedimentos del extremo norte al extremo sur de la playa para paliar el efecto de los temporales.

El conocimiento de la evolución de las doce bahías en Z estudiadas, así como su relación con los temporales que se han producido en la zona durante estas seis décadas, ha permitido establecer el estado de estabilidad actual de cada playa. Además, en tres de las doce bahías se ha aplicado el *software* MEPBAY® para evaluar su equilibrio en planta. A pesar de que este *software* ha sido utilizado para analizar el estado de equilibrio de bahías en Z en diferentes costas del mundo (Klein et al., 2003; Jackson y Cooper, 2010; Silveira et al., 2010), presenta muchas limitaciones. El principal problema que muestra es que sólo permite seleccionar un punto de difracción del oleaje, por lo que los resultados no son satisfactorios en playas donde la difracción se produce en una zona y no en único punto, como es el caso de las playas de Bolonia o Valdevaqueros. En cambio, en playas donde la difracción del oleaje ocurre en un punto concreto, como en diques, espigones o salientes estrechos, el programa ofrece un resultado satisfactorio y facilita el estudio de la playa, como es el caso de Valdelagrana o Barbate. Además, se han observado otras limitaciones del programa al ser utilizado como herramienta de predicción para el estudio del equilibrio de la playas como son: la subjetividad en la selección tanto del punto de difracción como de la dirección del frente de oleaje, no considerar la información batimétrica de la zona, omitir variables dinámicas como el oleaje y las mareas o no tener en cuenta la granulometría de la zona. Algunas de estas limitaciones del *software*, ya fueron descritas por Jackson y Cooper (2010) en su estudio realizado en playas de Irlanda del Norte, donde destacan la cautela en el uso del *software* para determinar el equilibrio de las bahías en Z y recomiendan realizar un estudio más completo, donde se consideren variables dinámicas y sedimentológicas, entre otras. Es por ello, que en el análisis de la estabilidad de las playas de estudio, se han tenido en mayor consideración los resultados obtenidos en el estudio de evolución reciente y en el análisis del clima marítimo de la zona, que los obtenidos tras la aplicación del software.

El análisis de la estabilidad ha permitido clasificar las bahías en Z según los criterios establecidos por Silveira (2010). En este caso, las playas de estudio se encuentran en dos estados de equilibrio (Tabla 5.3.1.): inestables, representando un 41,7% del total y en equilibrio dinámico, el 58,3% restante. Se ha clasificado la playa de Fuentebravía como inestable, ya que ese ha sido su estado de equilibrio prácticamente durante todo el periodo de estudio, presentando retroceso de la línea de costa durante todos esos años. Como ya se mencionó en los resultados, habría que hacer un seguimiento de la zona en los próximos años para ver los efectos producidos tras la instalación del espigón en Punta Bermeja, tanto en la playa de Fuentebravía como en la adyacente de Santa Catalina.

BAHÍA EN Z	ESTADO DE EQUILIBRIO
Fuentebravía	Inestable
Santa Catalina	Equilibrio dinámico
Valdelagrana	Equilibrio dinámico
Camposoto	Inestable
La Barrosa	Equilibrio dinámico
Conil	Equilibrio dinámico
Barbate	Inestable
Bolonia	Inestable
Valdevaqueros	Equilibrio dinámico
Los Lances	Equilibrio dinámico
La Alcaidesa	Equilibrio dinámico
Sotogrande	Inestable

Tabla 5.3.1. Estados de equilibrio de las playas de estudio.

En este estudio, se ha observado que la estabilidad de las playas investigadas, ha estado muy influenciada por los eventos extremos de oleaje que se han registrado durante el periodo de estudio. Se ha puesto de manifiesto, que los periodos en los que se ha producido una mayor erosión de las playas, coinciden con ciclos en los que han predominados los grupos de temporal. Estos resultados, ya fueron observados por Rangel-Buitrago (2013) para las playas de Valdelagrana y Camposoto. Además, se ha observado que las intervenciones antrópicas que se han realizado en el litoral, también han afectado negativamente tanto a la evolución como a la estabilidad de las bahías en Z estudiadas. Como se ha venido comentando, estas intervenciones se realizaron mayormente durante los años 60 y 70 del siglo pasado (Del Río, 2007) y sus efectos se han registrado durante el periodo 1956-1977 en la mayoría de las playas de estudio, destacando la playa de Valdelagrana en el litoral atlántico y la de Sotogrande en el mediterráneo con retrocesos de la línea de costa de hasta 126 y 55 metros, respectivamente.

6. CONCLUSIONES

- The grain size research has allowed to classify the considered headland-bay beaches into three groups: fine sand beaches (8.33% of the total), medium sand beaches (75% of the total) and coarse sand beaches (16, 77% of the total).
- The sediment of the Cadiz Atlantic coast beaches is worse classified than the Mediterranean coast beaches. An improvement in the degree of classification towards the South of the province can be seen on the Atlantic beaches.
- The headland-bay beaches of the Cadiz Atlantic coast have a lower slope than those of the Mediterranean coast. On the Atlantic coast, the beaches present intermediate and dissipative morphologies, while on the Mediterranean they present an almost reflective morphology. An increase in the slope of the Atlantic beaches towards the south of the province is observed.
- A direct relationship has been observed between the mean grain size and the morphology of the beach profile. The Atlantic beaches show a gentler slope, being intermediate or dissipative beaches with finer grain sizes than the Mediterranean beaches, which are steeper, with a reflective morphology and a coarser grain size.
- A direct relationship has been observed between the carbonate content and the grain size of the sediment. The carbonate content of the Atlantic beaches is higher than of the Mediterranean beaches.
- No clear pattern has been found in terms of the longitudinal distribution of the slope and the sediment along each headland-bay beach. Different behaviors of these two parameters have been observed along the researched beaches. Therefore, other factors such as wave characteristics, coastal bathymetry, sediment source, length of the headland, etc., must be considered in further studies to understand better the behavior of these beaches.
- The evolution of the twelve headland-bay beaches analyzed show great variability. The two used coastline proxies also show differences in the beaches studied. The high-water line proxy reveals erosion in five of the twelve beaches, showing stability in the other seven beaches. In this context, the Valdelagrana and Sotogrande beaches stand out, with average rates of -9.25 m/year and -3.21 m/year, respectively. This has caused a setback of 779 meters in the southern sector of Valdelagrana and 176 meters in the northern sector of Sotogrande. Regarding the dune foot, the results show greater variations, observing accretion in four beaches, erosion in two and stability in three. In this case, the Conil beach and the north sector of Barbate beach stand out, with accretion rates of 3 m/year and 2.15 m/year respectively.

- It has been observed that the greatest variations in the coastline of the studied beaches have been mainly due to two factors: the anthropic interventions carried out in the littoral zone during the 60s and 70s of the last century and the extreme wave events registered in the area.
- It has been noted that the periods in which greatest changes have occurred in the beaches have been 1956-1977, 1984-1997, 2008-2010 and 2013-2016. During these periods, the largest extreme wave events have been recorded, highlighting those in which a greater number of storm groups have occurred.
- Headland-bay beaches have been classified according to their equilibrium state. The Santa Catalina, Valdelagrana, La Barrosa, Conil, Valdevaqueros, Los Lances and La Alcaidesa beaches are in dynamic equilibrium, while the Fuentebravía, Camposoto, Barbate, Bolonia and Sotogrande beaches are in instability. The maintenance of these equilibrium conditions in the coming years will depend on both the sedimentary balance and the extreme wave events that are registered in the study area.

REFERENCIAS

Bibliografía

Aarninkhof, S. G. J., Caljouw, M. y Stive, M. J. F. (2001). Video-based, quantitative assessment of intertidal beach variability. *Coastal Engineering 2000*, 3291–3304.

Aarninkhof, S. G. J, Turner, I. L., Dronkers, T. D. ., Caljouw, M. y Nipius, L. (2003). A video-based technique for mapping intertidal beach bathymetry. *Coastal Engineering*, *49* (4), 275–289.

Ab Razak, M. S., Mohd Nor, N. A. Z. y Jamaluddin, N. (2018). Planform stability of embayed beaches along the east coast of peninsular Malaysia. *Journal of Engineering Science and Technology*, *13* (2), 435–448.

Åberg, U. (2005). *Recent berm ridge development inside a mesotidal estuary: the Guadalquivir River mouth case.* Tesis de Licenciatura, Universidad de Uppsala, Suecia, 62 pp.

Achab, M. (2000). *Estudio de la transferencia sedimentaria entre la Bahia de Cadiz y plataforma continental adyacente. Modelo de transporte mediante el uso de minerales de arcilla como trazadores naturales.* Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 535 pp.

Agencia Estatal de Meteorología de España, "AEMET." (2012). *Guía resumida del Clima en España (1981-2010)*, Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, Gobierno de España. URL: http://www.aemet.es/es/conocermas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/publicaciones/detalles/guia_resumida_2010

Albuquerque, M., Espinoza, J., Teixeira, P., de Oliveira, A., Corrêa, I., y Calliari, L. (2013). Erosion or coastal variability: an evaluation of the DSAS and the Change Polygon Methods for the determination of erosive processes on sandy beaches. *Journal of Coastal Research*, *165*, 1710–1714.

Allan, J. C., Komar, P. D., y Priest, G. R. (2003). Shoreline variability on the high-energy Oregon coast and its usefulness in erosion-hazard assessments. *Journal of Coast Research*, *38*(SI), 83–105.

Almeida, L. P., Ferreira, Ó., y Pacheco, A. (2010). Thresholds for morphological changes on an exposed sandy beach as a function of wave height. *Earth Surface Processes and Landforms*, *36* (4), 523–532.

Alonso, C., Gracia, F. J., y Benavente, J. (2009). Evolución histórica de la línea de costa en el sector meridional de la Bahía de Cádiz. *Revista Atlántica-Mediterránea de Prehistoria y Arqueología Social*, *11 (1)*, 13–37.

Alonso, C., Gracia, F. J., Ménanteau, L., Ojeda, R., Benavente, J. y Martínez, J. A. (2003). Paléogeographie de l'anse de Bolonia (Tarifa, Espagne) à l'époque romaine. En: E. Fouache (ed.), *The Mediterranean World Environment and History.* Elsevier SAS, Paris, p. 407–417.

Alonso, C., Gracia, F. J., Rodríguez-Polo, S., y Martín Puertas, C. (2015). El registro de eventos energéticos marinos en la bahía de cádiz durante épocas históricas. *Cuaternario y Geomorfologia*, *29* (1–2), 95–117.

Junta de Andalucía (2015). Atlas del patrimonio cultural en los puertos de interés pesquero de Andalucía. URL: http://grupos.us.es/puertosandaluces/index.html

Anders, F. J., y Byrnes, M. R. (1991). Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs. *Shore and Beach*, *59* (1), 17–26.

Anfuso, G. (2002). *Morfología y dinámica sedimentaria de litoral gaditano entre Chipiona y Rota*. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 378 pp.

Anfuso, G., Benavente, J., Del Río, L., Castiglione, E., y Ventorre, M. (2003). Sand transport and disturbance depth during a single tidal cycle in a dissipative beach: La Barrosa (SW Spain). En A. Sánchez-Arcila y A. Bateman (eds.), *Proceedings of the 3rd IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics.* Vol. 2, Barcelona, pp. 1176–1186.

Anfuso, G., Benavente, J., y Gracia, F. J. (2001). Morphodynamic responses of nourished beaches in SW Spain. *Journal of Coastal Conservation*, *7*(1), 71–80.

Anfuso, G., Benavente, J., Gracia, F. J., y Del Río, L. (2006). Morphodynamic characterization of Cadiz beaches (SW Spain). *Journal of Coastal Research*, 48 (SI), 8–15.

Anfuso, G., y Gracia, F. J. (2005). Morphodynamic Characteristics and Short-Term Evolution of a Coastal Sector in SW Spain: Implications for Coastal Erosion Management. *Journal of Coast Research*, 21 (6), 1139–1153.

Anfuso, G., Rangel-Buitrago, N., Cortés-Useche, C., Iglesias Castillo, B., y Gracia, F. J. (2016). Characterization of storm events along the Gulf of Cadiz (eastern central Atlantic Ocean). *International Journal of Climatology*, *36*, 3690–3707.

Baptista, P., Bastos, L., Bernardes, C., Cunha, T. y Dias, J. (2008). Monitoring Sandy Shores Morphologies by DGPS-A Practical Tool to Generate Digital Elevation Models. *Journal of Coastal Research*, 24 (6), 1516–1528.

Bascom, W. N. (1951). The relation between sanz size and beachface slope. *Transactions-American Geophysical Union*, 32, 866–874.

Benavente, J. (1997). *Introducción al estudio de la dinámica sedimentaria de las playas*

del norte de la Bahía de Cádiz: Vistahermosa, Santa Catalina y La Puntilla. Tesis de Licenciatura, Universidad de Cádiz, 192 pp

Benavente, J. (2000). *Morfodinamica litoral de la Bahia externa de Cadiz*. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 534 pp.

Benavente, J., Anfuso, G., Del Río, L., Ciavola, P., Rodríguez-Polo, S. y Nuño, T. (2006). Patrones de transporte sedimentario y cambios morfológicos en una playa urbana en bolsillo. En A. Pérez-Alberti y J. López-Bedoya (eds.), *Geomorfología y Territorio.* Servicio de Publicaciones de la Universidad deSantiago de Compostela, p. 337–348.

Benavente, J., Anfuso, G., Del Río, L., Gracia, F. J., y Reyes, J. L. (2004). Evolutive trends of nourished beaches in SW Spain. *Journal of Coastal Research*, 39 (SI), 765–769.

Benavente, J., Borja, F., Gracia, F. J., y Rodríguez, A. (2005). Introduction to the Gulf of Cádiz coast. *Geomorphology of the South-Atlantic Spanish Coast.* Guía de la Excursión A4, 6th International Conference on Geomorphology, p. 1–11.

Benavente, J., Del Río, L., Anfuso, G., y Gracia, F. J. (2002). Utility of morphodynamic characterisation in the prediction of beach damage by storms. *Journal of Coastal Research*, 36 (SI), 56–64.

Benavente, J., Del Río, L., Anfuso, G., Gracia, F. J., Nachite, D., Rodríguez-Ramírez, A. y Cáceres, L. (2007). Efecto de la marea en la clasificación morfodinámica de playas. En: L. Gómez-Puyol y J. J. Fornós (Eds.), *Investigaciones recientes (2005-2007) en Geomorfología Litoral.* Universitat de les Illes Balears, IMEDEA y Sociedad Española de Geomorfología, p. 17–21.

Benavente, J., Del Río, L., Gracia, F. J., y Martínez, J. A. (2006). Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Continental Shelf Research*, 26, 1061–1076.

Benavente, J., Del Río, L., Plomaritis, T. A., y Menapace, W. (2013). Impact of coastal storms in a sandy barrier (Sancti Petri, Spain). *Journal of Coastal Research*, 65 (SI), 666–671.

Benavente, J., García, C. M., Gracia, F. J., Hernández, I., y Martínez, J. A. (2000). El parque natural de la bahía de Cádiz. En J. R. de Andrés y F. J. Gracia (Eds.), *Geomorfología litoral. Procesos activos.* Monografía n^{o} 7 de la SEG. ITGE y Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz, p. 215–218.

Benavente, J., Gracia, F. J., y Lopez-Aguayo, F. (2005). Temporal assessment of sediment transport from beach nourishments by using foraminifera as natural tracers. *Coastal Engineering*, 52, 205–219.

Benavente, J., Gracia, F. J., y López-Aguayo, F. (2000). Modelo morfodinámico para

playas expuestas de baja energía . Aplicación a la playa de Vistahermosa (Bahía de Cádiz). *Cuaternario y Geomorfología*, 13 (3–4), 47–61.

Benavente, J., Martínez, J. A., Gracia, F. J., Reyes, J. L., y Del Río, L. (2002). Procesos de desbordamiento en la flecha litoral de Sancti-Petri (Bahía de Cádiz): Riesgos asociados. En E. Serrano y A. García de Celis (Eds.), *Estudios Recientes en Geomorfología. Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial,* Universidad de Valladolid, p. 23–32.

Benavente, J, Gracia, F. J., Del Río, L., Anfuso, G., y Rodríguez-Ramírez, A. (2015). Caracterización morfodinámica de las playas españolas del Golfo de Cádiz. *Boletín Geológico y Minero*, 126 (2–3), 409–426.

Benavente, J., Gracia, F. J., y López-Aguayo, F. (2000). Empirical model of morphodynamic beachface behaviour for low-energy mesotidal environments. *Marine Geology*, 167 (3–4), 375–390.

Bengtsson, L., y Enell, M. (1986). Chemical analysis. En: BE Berglum (Edt.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley y Sons Ldt, p. 423–451.

Benkhelil, J. (1976). *Étude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordilléres Bétiques.* Tesis Doctoral, Universidad de Niza, 180 pp.

Benumof, B. T., y Griggs, G. b. (1999). The dependence of seacliff erosion rates on cliff material properties and physical processes: San Diego County, California. *Shore and Beach*, 67 (4), 39–41.

Birkemeier, W. A., Nicholls, R. J., y Lee, G. H. (1999). Storms, storm groups and nearshore morphologic change. *Proceedings of the Coastal Sediments'99 Conference*, ASCE, 1109–1112.

Blott, S. J., y Pye, K. (2001). Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 (11), 1237–1248.

Boak, E. H., y Turner, I. L. (2005). Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, 21 (4), 688–703.

Borja, F. (1992). *Cuaternario reciente, Holoceno y períodos históricos del SW de Andalucía. Paleogeografía de medios litorales y fluvio-litorales de los últimos 30.000 años.* Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 469 pp.

Borrego, J. (1992). *Sedimentología del estuario del río Odiel, Huelva, SW España.* Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 308 pp.

Bosque, J. (1992). *Sistemas de información geográfica*. Madrid: Rialp. 451 pp.

Braga, F., Tosi, L., Prati, C., y Alberotanza, L. (2013). Shoreline detection: capability of COSMO-SkyMed and high-resolution multispectral images. *European Journal of Remote Sensing*, 837–853.

Cáceres, L. M. (1995). *Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir*. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva, 292 pp.

Carter, R. W. G. (1991). *Coastal Environments*, 3ªed. Academic Press, New York, 617 pp.

Catalão, J., Catita, C., Miranda, J., y Dias, J. (2002). Photogrammetric analysis of the coastal erosion in the Algarve (Portugal) / Analyse photogrammétrique de l'érosion côtière en Algarve (Portugal). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 8 (2), 119–126.

Consejería de Medio Ambiente y Ordenacíon del Territorio de la Junta de Andalucia. (2015). *Programa de Actuación de Especies de Dunas, Arenales y Acantilados Costeros*. 32.

Cooper, J. A. G., y Pilkey, O. H. (2004). Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change*, 43, 157–171.

Costas, S. (2006). *Evolución morfosedimentaria anual, decadal y secular del sistema barrera-lagoon de Cíes durante el Cuaternario (Galicia, NO Península Ibérica)*. Tesis Doctoral, Universidad de Vigo, 202 pp.

Coyne, M. A., Fletcher, C. H., y Richmond, B. M. (1999). Mapping coastal erosion hazard areas in Hawaii: observations and errors. *Journal of Coastal Research*, SI (28), 171–184.

Crowell, M., Leatherman, S. P., y Buckley, M. K. (1991). Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coast Research*, 7 (3), 839–852.

Dabrio, C. J., Zazo, C., Goy, J. L., Sierro, F. J., Borja, F., Lario, J., González, J.A y Flores, J. A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology*, 162, 381–404.

Dabrio, C. J., Zazo, C., Lario, J., Goy, J. L., Sierro, F. J., Borja, F., González, J. A. y Flores, J. A. (1999). Sequence stratigraphy of Holocene incised-valley fills and coastal evolution in the Gulf of Cádiz (southern Spain). *Geologie En Mijnbouw*, 77, 263–281.

Darsan, J. (2014). Digital mapping of the coastline evolution of Cocos Bay (Manzanilla), Trinidad. *Caribbean Journal of Science*, 48 (2–3), 103–116.

Davies, J. L. (1964). A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, 8, 27–42.

Davies, J. L. (1980). *Geographical variation in coastal development*. Longman, London,

212 pp.

Davis, R. A., y Fox, W. T. (1972). Coastal processes and nearshore sand bars. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42 (2), 401–412.

Dean, W. E. J. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 242–248.

Del Rio, L., y Gracia, F. J. (2007). Análisis de la vulnerabilidad de los acantilados atlánticos de la provincia de Cádiz ande la erosión costera. *Cuaternario y Geomorfología*, 21 (1), 87–101.

Del Rio, L., Gracia, F. J., y Benavente, J. (2013). Shoreline change patterns in sandy coasts. A case study in SW Spain. *Geomorphology*, 196, 252–266.

Del Río, L. (2007). *Riesgos de erosión costera en el litoral atlántico gaditano.*Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 496 pp.

Del Río, L., Benavente, J., Gracia, F. J., Alonso, C., y Rodríguez-Polo, S. (2015). Anthropogenic influence on spit dynamics at various timescales: case study in the Bay of Cadiz (Spain). En: Randazzo, G., Jackson, D., Cooper, J. A. G. (Eds.), *Sand and Gravel Spits*, pp. 123–138.

Del Río, L., Benavente, J., Gracia, F. J., Alonso, C., Rodríguez-Vidal, J., y Anfuso, G. (2008). Los espacios protegidos del litoral gaditano. En Gracia, F. J. (Ed.), *Geomorfología de los espacios naturales protegidos de la provincia de Cádiz.* Sociedad Española de Geomorfología, Universidad de Cádiz, pp. 103–195.

Del Río, L., Benavente, J., Gracia, F. J., Anfuso, G., Aranda, M., Montes, J. B., Puig, M., Talavera, L. y Plomaritis, T. A. (2019). Beaches of Cadiz. En Morales, J. A. (Ed.), *The Spanish Coastal Systems,* pp. 331–334.

Del Río, L., y Gracia, F. J. (2005). Cliff vulnerability to erosion in SW Spain: contributing factor and management considerations. In A. Sena y O. Ferreira (Eds.), *ICCCM'05 Book of Abstracts.* Ed. EUCC, Porto, Portugal, p. 183–186.

Del Río, L., y Gracia, F. J. (2007). Análisis de la vulnerabilidad de los acantilados atlánticos de la provincia de Cádiz ante la erosión costera. *Cuaternario y Geomorfología*, 21 (1-2), 87–101.

Del Río, L., y Gracia, F. J. (2013). Error determination in the photogrammetric assessment of shoreline changes. *Natural Hazards*, 65 (3), 2385–2397.

Del Río, L., Gracia, F. J., y Benavente, J. (2013). Shoreline change patterns in sandy coasts. A case study in SW Spain. *Geomorphology*, 196, 252–266.

Del Río, L., Plomaritis, T. A., Benavente, J., Valladares, M., y Ribera, P. (2012).

Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cádiz coast. *Geomorphology*, 143, 13–23.

Dolan, R., y Davis, R. E. (1992). An Intensity Scale for Atlantic Coast Northeast Storms. *Journal of Coastal Research*, 8 (4), 840–853.

Dolan, R., Fenster, M. S., y Holme, S. J. (1991). Temporal analysis of shoreline recession and accretion. *Journal of Coast Research*, 7 (3), 723–744.

Domínguez, L. (2003). *Aproximación al conocimiento de la erosión costera en el litoral entre Sanlúcar de Barrameda y Rota (Provincia de Cádiz).* Tesis de Licenciatura, Universidad de Cádiz, 140 pp.

Domínguez, L., Anfuso, G., y Gracia, F. J. (2005). Vulnerability assessment of a retreating coast in SW Spain. *Environmental Geology*, 47, 1037–1044.

Domínguez, L., Gracia, F. J., y Anfuso, G. (2004). Tasas de avance/retroceso de la línea de costa mediante morfometría fotogramétrica en el sector Sanlúcar de Barrameda-Rota (Provincia de Cádiz). *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 17 (1-2), 71–86.

Donnelly, J. P., Bryant, S. S., Butler, J., Dowling, J., Fan, L., Hausmann, N., Newby, P., Shuman, B., Stern, J., Westover, K. y Webb, T. (2001). *700 yr sedimentary record of intense hurricane landfalls in southern New England*. GSA Bulletin, 113(6), 714–727.

Dorsch, W., Newland, T., Tassone, D., Tymons, S., y Walker, D. (2008). A statistical approach to modelling the temporal patterns of ocean storms. *Journal of Coast Research*, 24 (6), 1430–1438.

Emery, K. O., y Kuhn, G. G. (1982). Sea cliffs: their processes, profiles, and classification. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 644–654.

Fellowes, T. E., Vila-Concejo, A., y Gallop, S. L. (2019). Morphometric classification of swell-dominated embayed beaches. *Marine Geology*, 411, 78–87.

Fernández-Palacios, A., Fernández-Palacios, J., y Gil, B. J. (1988). *Guías naturalistas de la provincia de Cádiz - El litoral*. Diputación Provincial de Cádiz, 354 pp.

Fernández-Puga, M. C. (2003). *Diapirismo y estructuras de expulsión de gases hidrocarburos en el talud continental del Golfo de Cádiz*. Tesis Doctoral. Universidad de Cádiz, 336 pp.

Fernández de la Torre, J. (2017). *Análisis y propuesta metodológica para el cálculo de tasas de erosión y otros indicadores costeros en un sector de la costa andaluza*. Trabajo de Fin de Grado, Universidad de Sevilla, 53 pp.

Ferreira, Ó. (2005). Storm groups versus single storms: predicted erosion and management consequences. *Journal of Coast Research*, 42 (SI), 221–227.

Ferreira, Ó. (2006). The role of storm group in the erosion of sandy coasts. *Earth Surface*

Processes and Landforms, 31 (8), 1058–1060.

Ferreira, Ó., Dias, J., Gama, C., y Taborda, R. (1995). Quantification of Beach Erosion Caused by Storms on the Portuguese Coast. En: Healy, M. G. y Doody, J. P. (Eds.), *Directions in European Coastal Management* Tresaith, Cardigan, UK: Samara Publishing, pp. 267–273.

Ferreira, Ó., Garcia, T., Matias, A., Taborda, R., y Dias, J. (2006). An integrated method for the determination of set-back lines for coastal erosion hazards on sandy shores. *Continental Shelf Research*, 26, 1030–1044.

Finkelstein, K. (1982). Morphological variation and sediment transport in crenulate-bay beaches, Kodiak Island, Alaska. *Marine Geology*, 47, 261–281.

Fletcher, C., Rooney, J., Barbeeh, M., Lim, S., y Richmond, B. (2003). Mapping shoreline change using digital orthophotogrammetry on Maui, Hawaii. *Journal of Coastal Research*, 38 (SI), 106–124.

Folk, R. L. (1966). A review of grain size parameters. *Sedimentology*, Vol. 6, pp. 73–93.

Folk, R. L., y Ward, W. C. (1957). Brazos River bar. A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27, 3–26.

Foote, K. E., y Huebner, D. J. (1995). Error, accuracy, and precision. Universidad de Texas, Austin.

Fornell-Fernández, J. (1996). *Origen y evolución del puerto de Barbate*. Sevilla: EPPA, Consejería de Obras Públicas y Transportes, Junta de Andalucía.

Fraile, P., y Ojeda, J. (2007). La evolución de la línea de costa en la fachada atlántica andaluza entre 1956 y 2004. En: Gómez-Pujol, L. y Fornós, J. J. (Eds.), *Investigaciones recientes (2005- 2007) en Geomorfología Litoral.* (pp. 55–60). Universidad de las Islas Baleares.

Friedman, G. M. (1967). Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 327–354.

Gao, S., y Collins, M. (1992). Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors." *Sedimentary Geology*, 81 (1–2), 47–60.

García-Lafuente, J., Delgado, J., Criado-Aldeanueva, F., Bruno, M., del Río, J., y Vargas, J. M. (2006). Water mass circulation on the continental shelf of the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 53 (11), 1182–1197.

García de Domingo, A., González, J., Hernáiz, P. P., Zazo, C., Goy, J. L., Moreno, F., y Maymo, A. (1990). *Memoria y mapa geológico de España. E. 1:50000. Hoja n^{o}*

1073/1076: Vejer de la Frontera. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.

Gavala, J. (1927). Cádiz y su bahía en el transcurso de los tiempos geológicos. *Boletín Del Instituto Geológico y Minero de España*, *49*, 1–29.

Genz, A. S., Fletcher, C. H., Dunn, R. A., Frazer, L. N., y Rooney, J. J. (2007). The predictive accuracy of shoreline change rate methods and alongshore beach variation on Maui, Hawaii. *Journal of Coast Research*, 23 (1), 87–105.

Gómez-Ponce, C.; Morón, M.C. y Borja, F. (1997). Flecha litoral de Valdelagrana (El Puerto de Santa María, Cádiz): datos de evolución reciente. *Cuaternario Del Litoral y Entorno Continental Del Mar de Alborán.*, 16–18. Melilla.

Gómez-Ponce, C., Borja, F., Morón, M. C., y Luque, L. (1999). Unidades morfosedimentarias y dinámica reciente de la flecha litoral de Valdelagrana (El Puerto de Santa María, Cádiz). En: Pallí, L.y Roqué, C. (Eds.), *Avances en el estudio del Cuaternario español.* (pp. 57–62). AEQUA y Universidad de Girona.

González, M., y Medina, R. (2005). Coastal modeling and plan- ning experience in Spain. *Proceedings, 2005 International Coastal Planning Forum*, 54–74. Kaohsiung, Taiwan.

González, M., y Medina, R. (2001). On the application of static equilibrium bay formulations to natural and man-made beaches. *Coastal Engineering*, 43 (3–4), 209–225.

Gracia, F.J. y López-Aguayo, F. (1996). Estudio geomorfológico. En: J. M. Barragán, (Coord.), *Estudios para la ordenación, planificación y gestión integradas de las zonas húmedas de la Bahía de Cádiz.* Oikos-Tau y Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz, p. 215–231.

Gracia, F. J. (2008). Los espacios naturales de la provincia de Cádiz. En F. J. Gracia (Ed.), *Geomorfología de los espacios naturales protegidos de la provincia de Cádiz*. Sociedad Española de Geomorfología, Universidad de Cádiz, p. 1–22.

Gracia, F. J., Alonso, C., Benavente, J., Anfuso, G., y Del Río, L. (2006). The different coastal records of the 1755 tsunami waves along the South-Atlantic Spanish coast . *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 146 (SV), 195–220.

Gracia, F. J., Alonso, C., Gallardo, M., Giles, F., Benavente, J., y López-Aguayo, F. (2000). Evolución eustática postflandriense en las marismas del Sur de la Bahía de Cádiz. *Geogaceta*, 27, 71–73.

Gracia, F. J., Alonso, C., Martínez del Pozo, J. A., Del Río, L., Anfuso, G., y Benavente, J. (2004). Evolución geomorfológica holocena e histórica de la ensenada de los Lances (Tarifa, Cádiz). En: R. Blanco, J. López y A. Pérez (Eds.), *Procesos Geomorfológicos*

y Evolución Costera. Servocio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, p. 255–270

Gracia, F. J., y Benavente, J. (2000). Geomorfología de la costa atlántica gaditana. En J. R. de Andrés y F. J. Gracia (Eds.), *Geomorfología litoral. Procesos activos.* Mongrafía nº 7 de la SEG. ITGE y Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz, p. 237–255.

Gracia, F. J., Benavente, J., Anfuso, G., Reyes, J. L., y Del Río, L. (2005). Velocidades y tendencias de cambio morfológico interanual en las playas del entorno de la Bahía de Cádiz. En E. Sanjaume y J. Mateu (Eds.), *Geomorfologia litoral i quaternari.* Servicio de Publicaciones de la Universidad de Valencia, p. 181–193.

Gracia, F. J., Del Río, L., Alonso, C., Benavente, J., y Anfuso, G. (2006). Historical evolution and present state of the coastal dune systems in the Atlantic coast of Cadiz (SW Spain): Palaeoclimatic and environmental implications. *Journal of Coast Research*, SI (48), 55–63.

Gracia, F. J., Rodriguez, J., Benavente, J., Cáceres, L., y Lopez-Aguayo, F. (1999). Tectónica cuaternaria en la bahía de Cádiz. En L. Pallí y C. Roqué (Eds.), *Avances en el estudio del Cuaternario español.*. AEQUA y Universitat de Girona, p. 67–74.

Gracia, J. (1999). El litoral gaditano. En: J. J. Durán (Ed.), *Patrimonio geológico de Andalucía*. Ed. ENRESA, p. 88–95.

Guedes-Soares, C., Weisse, R., Carretero, J. C., y Alvarez, E. (2002). A 40 years hindcast of wind, sea level and waves in European waters. *Proceedings of the International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering - OMAE*, 669–675.

Guillemot, E. y Arriba, J. A. (1987). El medio físico litoral y los impactos medio-ambientales. En *Evolución de los paisajes y ordenación del territorio en Andalucía occidental - Bahía de Cádiz.* Diputación de Cádiz y Casa de Velázquez, p. 49–86.

Guillemot, E. (1986). *Teledetection des milieux littoraux de la Baie de Cadix*. Tesis Doctoral, Universidad de París, 151 pp.

Guillemot, E., y Palma, M. (1987). Diagnóstico de cambios recientes ocurridos en la Bahía de Cádiz (1956–1984). En: *Evolución de los paisajes y ordenación del territorio en Andalucía occidental - Bahía de Cádiz.* Diputación de Cádiz y Casa de Velázquez, p. 23–47.

Guillent, J., y Jimenez, J. A. (1995). Processes behind the Longshore Variation of the Sediment Grain Size in the Ebro Delta coast. *Journal of Coastal Research*, 11 (1), 205-218.

Guisado-Pintado, E., Camarillo, J. M., y Ojeda, J. (2017). Identificación y análisis de

eventos marítimos de alta energía como variables explicativas de procesos erosivos costeros a escala regional . *Geotemas*, 17, 235–238.

Guisado-Pintado, E., Malvárez, G., Navas, F., y Carrero, R. (2014). Spatial distribution of storm wave energy dissipation for the assessment of beach morphodynamics. *Journal of Coastal Research*, 70, 259–265.

Gutiérrez-Mas, J. M. (1992). *Estudio de los sedimentos recientes de la Plataforma Continental y Bahia de Cadiz*. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 364 pp.

Gutiérrez-Mas, J. M., Achab, M., y Gracia, F. J. (2004). Structural and physiographic control on the Holocene marine sedimentationin the bay of cadiz (SW Spain). *Geodinamica Acta*, 17 (2), 47–55.

Gutiérrez-Mas, J. M., Martín, A., Domínguez, S., y Moral, J. P. (1991). *Introducción a la geología de la provincia de Cádiz.* Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz, 315 pp.

Harley, M. D., Turner, I. L., Short, A. D., y Ranasinghe, R. (2011). Assessment and integration of conventional, RTK-GPS and image-derived beach survey methods for daily to decadal coastal monitoring. *Coastal Engineering*, 58, 194–205.

Heiri, O., Lotter, A. F., y Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: Reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25 (1), 101–110.

Hsu, J. R.C., Silvester, R., y Xia, Y. M. (1989). Applications of headland control. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 115 (3), 299–310.

Hsu, J. R.C., Yu, M. J., Lee, F. C., y Benedet, L. (2010). Static bay beach concept for scientists and engineers: A review. *Coastal Engineering*, 57, 76–91.

Hsu, J.R.C., Benedet, L., Klein, A. H. F., Raabe, A. L. A., Tsai, C. P., y Hsu, T. W. (2008). Appreciation of static bay beach concept for coastal management and protection. *Journal of Coastal Research*, 24 (1), 198–215.

Hsu, John R.C., & Evans, C. (1989). Parabolic Bay Shapes and Applications. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, 87 (4), 557–570.

Hughes, M. L., McDowell, P. F., y Marcus, W. A. (2006). Accuracy assessment of georectified aerial photographs: Implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology*, 74 (1–4), 1–16.

Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676–679.

Hurrell, J. W., y Deser, C. (2010). North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 79 (3–4), 231–244.

Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía. (2017). http://www.juntadeandalucia.es/institutodeestadisticaycartografia/blog/2017/03/sotogrande/. Retrieved from Sotogrande (San Roque), enclave de gran valor ambiental en el estuario del río Guadiaro. Referente del turismo deportivo exclusivo andaluz y europeo website: http://www.juntadeandalucia.es/institutodeestadisticaycartografia/blog/2017/03/sotogrande/

Iglesias, G., Diz-Lois, G., y Pinto, F. T. (2010). Artificial Intelligence and headland-bay beaches. *Coastal Engineering*, 57 (2), 176–183.

Iglesias, G., López, I., Castro, A., y Carballo, R. (2009). Neural network modelling of planform geometry of headland-bay beaches. *Geomorphology*, 103 (4), 577–587.

Inman, D. L., y Nordstrom, C. E. (1971). On the tectonic and morphologic classification of coasts. *Journal of Geology*, 79, 1–21. Instituto Geográfico Nacional. (2008). *Nuevo modelo de geoide para España EGM08-REDNAP*, pp. 1–21.

Instituto Geográfico Nacional. (2008). *Nuevo modelo de geoide para España EGM08-REDNAP* pp. 1–21.

Jackson, D. W. T., y Cooper, J. a. G. (2010). Application of the equilibrium planform concept to natural beaches in Northern Ireland. *Coastal Engineering*, 57 (2), 112–123.

Jiménez, J. A., Osorio, A., Marino-Tapia, I., Davidson, M., Medina, R., Kroon, A., Archetti, R., Ciavola, P. y Aarnikhof, S. G. J. (2007). Beach recreation planning using video-derived coastal state indicators. *Coastal Engineering*, 54 (6–7), 507–521.

Jódar, J. M. (2001). *Estudio de la evolución de los sedimentos tras la regeneración de la playa de Santa María del Mar (Cádiz).* Tesis de Licenciatura, Universidad de Cádiz, 203 pp.

Jones, A., y Phillips, M. (2011). *Disappearing Destinations: Climate Change and Future Challenges for Coastal Tourism.* Wallingford: CABI.

Kabuth, A. K., Kroon, A., y Pedersen, J. B. T. (2014). Multidecadal Shoreline Changes in Denmark. *Journal of Coastal Research*, 296, 714–728.

Klein, A. H. d. F. (2004). *Morphodynamics of headland bay beaches: Examples from the coast of Santa Catarina State, Brazil.* Tesis Doctoral, Universidad del Algarve, 218 pp.

Klein, A. H. d. F., Miot da Sliva, G., Ferreira, Ó., y Alveirinho Dias, J. (2005). Beach sediment distribution for a headlan bay coast. *Journal of Coast Research*, 42 (SI), 285–293.

Klein, A. H. F., Ferreira, Ó., Dias, J. M. A., Tessler, M. G., Silveira, L. F., Benedet, L., de

Menezes, J. T. y de Abreu, J. G. N. (2010). Morphodynamics of structurally controlled headland-bay beaches in southeastern Brazil: A review. *Coastal Engineering*, 57, 98–111.

Klein, A. H. F., Vargas, A., Raabe, A. L. A., y Hsu, J. R. C. (2003). Visual assessment of bayed beach stability with computer software. *Computers and Geosciences*, 29 (10), 1249–1257.

Komar, P. D. (1998). *Beach processes and sedimentation*, 2ª ed. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 544 pp.

Komar, P. D., y Allan, J. C. (2008). Increasing Hurricane-Generated Wave Heights along the U.S. East Coast and Their Climate Controls. *Journal of Coastal Research*, 24 (2), 479–488.

Komart, P. D., Diaz-Mendez, G. M., y Marra, J. J. (2001). Stability of the New River Spit, and the position of Oregon's beach-zone line. *Journal of Coastal Research*, 17 (3), 625–635.

Kraus, N. C., y Rosati, J. D. (1997). *Interpretation of shoreline-position data for coastal engineering analysis*. U. S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Technical Note nº II-39, 14 pp.

Krumbein, W. C. (1934). Size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 4, 65–77.

Krumbein, W. C. (1944). Shore processes and beach characteristics. En: *Technical Memorandum n^{o} 3, Beach erosion board*. Washington, D. C.: Corps of Engineers, 33 pp.

Lario, J. (1996). *Último y presente interglacial en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo (Sur de España). Variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madríd y CSIC, 269 pp.

Lario, J., Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C. J., Borja, F., Silva, P. G., Sierro, F.J., González, A. y Soler, V. (2002a). Changes in sedimentation trends in SE Iberia Holocene estuaries (Spain). *Quaternary International*, 93–94, 171–176.

Lario, J., Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C. J., Borja, F., Silva, P. G., Sierro, F.J., González, A. y Soler, V. (2002b). Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries (Spain). *Quaternary International*, *93–94*, 171–176.

LeBlond, P. H. (1979). An explanation of the logarithmic spiral plan shape of headland-bay beaches. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 1093–1100.

Lee, G., Nicholls, R. J., y Birkemeier, W. A. (1998). Storm-induced profile variability of

the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, U.S.A., 1981–1991. *Marine Geology*, 148, 163–177.

Li, F., Roncevich, L., Bicknell, C., Lowry, R., y Ilich, K. (2011). Interannual Variability and Trends of Storminess, Perth, 1994–2008. *Journal of Coastal Research*, 27 (4), 738.

Linham, M. M., y Nicholls, R. J. (2010). *Technologies for climate change adaptation: coastal erosion and flooding*. En: X. Zhu (Ed.). Roskilde: UNEP Risø Centre on Energy, Climate and Sustainable Development.

Lobo, F. (1995). *Estructuración y evolución morfosedimentaria de un sector del margen continental septentrional del Golfo de Cádiz durante el Cuaternario Terminal*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Cádiz, 200 pp.

Loureiro, C., Ferreira, Ó., y Cooper, A. (2012). Geologically constrained morphological variability and boundary effects on embayed beaches. *Marine Geology*, *329*, 1–15. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.09.010

Loureiro, C., Ferreira, Ó., & Cooper, J. A. G. (2013). Applicability of parametric beach morphodynamic state classification on embayed beaches. *Marine Geology*, 346, 153–164.

Loureiro, C., Ferreira, O., y Cooper, J. A. G. (2014). Non-uniformity of storm impacts on three high-energy embayed beaches. *Journal of Coastal Research*, 70, 326–331.

Luque, L. (2002). *Cambios en los paleoambientes costeros del sur de la Península Ibérica (España) durante el Holoceno*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 343 pp.

Mabesoone, J. M. (1963). Coastal sediments and coastal development near Cadiz. *Geologie En Mijnbouw*, 42, 23–43.

Mabesoone, J. M. (1966). Depositional environment and provenance of the sediments in the Guadalete estuary (Spain). *Geologie En Mijnbouw*, *45*, 25–32.

Martín, J. A., Roig, F. X., Pons, G. X., Rodríguez, A., Alvarado, M., y Mir, M. (2013). Description of erosion processes in Spratt Bight (San Andrés Island, Colombia) using sequential end point rates (EPR). *Journal of Coast Research*, 65, 997–1002.

Martínez del Pozo, J. A. (2000). *Aplicación de la fotogrametría estereoscópica al estudio morfométrico y al cálculo de las tasas de erosión costera en la flecha de Valdelagrana (Bahía de Cádiz).* Tesis de Licenciatura, Universidad de Cádiz, 174 pp.

Martínez, J. A., Anfuso, G., y Gracia, F. J. (2001). Recent evolution of a tidal delta in Cádiz Bay (SW Spain) due to human interventions. En: E. Özhan (ed.), *Proceedings of MEDCOAST'01*. Hammamet, Tunisia, Vol. 3, p. 1425-1433.

Martino, E., Moreno, L., y Kraus, N. C. (2003). Engineering guidance for the use of bayed-beach formulations. *Proceedings Coastal Sediments'03*. Clearwater Beach, FloridaYork: American Society of Civil Engineers.

Masselink, G., y Short, A. D. (1993). The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9 (3), 785–800.

McManus, J. (1988). Grain size determination and interpretation. En M. Tucker (Ed.), *Techniques in Sedimentology.* Blackwell Science Publishers, p. 63–85.

Mélières, F. (1974). *Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne)*. Tesis Doctoral, Universidad de París, 235 pp.

Ménanteau, L.; Vanney, J.R. y Guillemot, E. (1989). *Mapa fisiográfico del litoral atlántico de Andalucía E. 1:50.000. Hojas M.F. 04: Rota - La Barrosa (Bahía de Cádiz) y M.F. 05: Cabo Roche - Ensenada de Bolonia.*. Junta de Andalucía y Casa de Velázquez, 54 pp. y 2 mapas.

Ménanteau, L. (1979). *Les Marismas du Guadalquivir. Exemple de transformation d'un paysage alluvial au cours du Quaternaire récent*. Tesis Doctoral, Universidad de París-Sorbona, 154 pp.

Ménanteau, L., Vanney, J. R., y Zazo, C. (1983). *Belo et son environnement (Detroit de Gibraltar). Étude physique d'un site antique*. Publ. Casa de Velázaquez, Ed. Broccard, París, 221 pp.

Ministerio para la transición ecológica, M. (2019). *Guía de playas*. URL: https://www.miteco.gob.es/es/costas/servicios/guia-playas/default.aspx

Molina, R., Manno, G., Re, C. Lo, Anfuso, G., y Ciraolo, G. (2019). Storm energy flux characterization along the mediterranean coast of Andalusia (Spain). *Water (Switzerland)*, 11 (3), 1–14.

Montes, J., del Río, L., y Benavente, J. (2017). Caracterización morfodinámica y cambios recientes en las playas mediterráneas de la costa de Cádiz. *Geotemas. IX Jornadas de Geomorfología Litoral*, 17, 63–66.

Moore, L. J. (2000). Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research*, 16 (1), 111–124.

Moore, L. J., Benumof, B. T., y Griggs, G. B. (1999). Coastal erosion hazards in Santa Cruz and San Diego Countries, California. *Journal of Coastal Research*, 28 (SI), 121–139.

Moore, L. J., y Griggs, G. B. (2002). Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the central shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary. *Marine Geology*, 181

(1–3), 265–283.

Moore, L. J., Ruggiero, P., y List, J. H. (2006). Comparing mean high water and high water line shorelines: Should proxy-datum offsets be incorporated into shoreline change analysis? *Journal of Coastal Research*, 224, 894–905.

Morales, J. A. (1993). *Sedimentología del estuario del río Guadiana (SW España-Portugal).* Tesis Doctoral, Univerisdad de Sevilla. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva (1995), 274 pp.

Moreno, L. J., y Kraus, N. C. (1999). Equilibrium Shape of Headland-Bay Beaches for Engineering Design. *Proceedings Coastal Sediments '99*, *860*, 860–875.

Morton, I., Bowers, J., y Mould, G. (1997). Estimating return period wave heights and wind speeds using a seasonal point process model. *Coastal Engineering*, 26, 251–270.

Morton, R. A., Gibeaut, J. C., y Paine, J. G. (1995). Meso-scale transfer of sand during and after storms: implications for prediction of shoreline movement. *Marine Geology*, 126, 161–179.

Morton, R. A., Miller, T. L., y Moore, L. J. (2004). National assessment of shoreline change: Part 1 historical shoreline changes and associated coastal land loss along the U.S Gulf of Mexico. *USGS Open-File Report* nº 2004-1043, 45 pp.

Muñoz-Perez, J. J. (1996). *Análisis de la morfología y variabilidad de playas apoyadas en lajas rocosas.* Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 150 pp.

Muñoz-Perez, J. J., Gutierrez-Mas, J. M., Parrado, J. M., y Moreno, L. (1999). Sediment transport velocity by tracer experiment at Regla beach (Spain). *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 125 (6), 332–335.

Munoz-Perez, J. J., Lopez, B., Roman-Blanco, S., Gutierrez-Mas, J. M., Moreno, L., y Cuena, G. J. (2001). Cost of beach maintenance in the Gulf of Cadiz SW Spain. *Coastal Engineering*, 42, 143-153.

Muñoz-Pérez, J. J., Roman-Serra, J., Navarro-Pons, M., Da Graça Neves, M., y Del Campo, J. M. (2014). Comments on " Confirmation of beach accretion by grain-size trend analysis : Camposoto beach , Cádiz , SW Spain " by E . Poizot et al . (2013) Geo-Marine Letters 33 (4). *Geo-Marine Letters*, 34 (1), 75–78.

Muñoz, J. L., y Sánchez, A. (1994). *El medio físico y biológico en la Bahía de Cádiz: Saco Interior.* Conserjería de Agricultura y Pesca, Junta de Andalucía, Sevilla, 161 pp.

Nordstrom, K. F. (1977). The use of grain size statistics to distinguish between high and moderate energy veach environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47 (3), 1287–1294.

Nuño, T. (2008). *Estudio de la evolución morfológica de la duna de Valdevaqueros*

mediante técnicas de fotointerpretación y SIG. Tesis de Máster, Universidad de Cádiz, 61 pp.

Ojeda, J. (1988). *Aplicaciones de la teledetección espacial al estudio de la dinámica litoral (Huelva): geomorfología y ordenación territorial.* Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 409 pp.

Ojeda, J. (1989). La dinámica litoral reciente en la costa occidental de Andalucía. En *El Cuaternario en Andalucía Occidental*. AEQUA Monografías 1, p. 123–132.

Ojeda, J. (2015). Los procesos erosivos de las playas en la nueva "Ley de Costas". Reflexiones desde la geomorfología litoral. En J. Rodríguez y M. C. Núñez (Eds.), *Litoral de Andalucía. Norma y naturaleza* (1ª ed., pp. 13–39). Universidad de Huelva.

Ojeda, J., Borgniet, L., y Pérez, A. M. (1997). Evolución reciente (1989-1996) de la duna costera (foredune) en el tramo Isla Cristina - Isla Antilla (Huelva): tasas de retroceso de la línea de costa y balance sedimentario. En J. R. Vidal (Ed.), *Cuaternario ibérico.* AEQUA, Huelva, p. 160–164.

Ojeda, J., Borgniet, L., Pérez, A. M., y Loder, J. F. (2002). Monitoring morphological changes along the coast of Huelva (SW Spain) using soft-copy photogrammetry and GIS. *Journal of Coastal Conservation*, 8 (1), 69–76.

Ojeda, J. (2000). Métodos para el cálculo de la erosión costera. revisión, tendencias y propuesta. *Boletín de la AGE* Nº 30, 103-118.

Ozturk, D., Beyazit, I., y Kilic, F. (2015). Spatiotemporal Analysis of Shoreline Changes of the Kizilirmak Delta. *Journal of Coastal Research*, 316, 1389–1402.

Pajak, M. J., y Leatherman, S. P. (2002). The high water line as shoreline indicator. *Journal of Coastal Research*, 18 (2), 329–337.

Pardo, J. E., Almonacid, J., Ruiz, L. A., y Palomar, J. (2012). Automatic extraction of shorelines from Landsat TM and ETM+ multi-temporal images with subpixel precision. *Remote Sensing of Environment*, 123, 1–11.

Pérez-Mateo, J., Pinilla, A., Alcalá del Olmo, L., y Alexandre, T. (1982). Mineralogía de los arenales costeros españoles. Tramo Málaga-Ayamonte. *Boletín Geológico y Minero*, 93-I: 1-18.

Perlin, M., y Dean, R. G. (1978). Prediction of beach planforms with littoral controls. En: American Society of Civil Engineers (Ed.), *Proceedings Coastal Sediments'03,* p. 860–875.

Phillips, J. D. (1985). Headland-bay beaches revisited: an example from Sandy Hook, New Jersey. *Marine Geology*, 65, 21–31.

Pilar, P., Guedes-Soares, C., y Carretero, J. C. (2008). 44-year wave hindcast for the North

East Atlantic European coast. *Coastal Engineering*, 55 (11), 861–871.

Pilkey, O. H., y Cooper, J. A. G. (2014). *The Last Beach*. Duke University Press, Durham.

Plomaritis, T. A., Benavente, J., Laiz, I., y Del Río, L. (2015). Variability in storm climate along the Gulf of Cadiz: the role of large scale atmospheric forcing and implications to coastal hazards. *Climate Dynamics*, 45, 2499–2514.

Plomaritis, T. A., Del Río, L., y Benavente, J. (2011). Validating storm threshold using a single Environmental Parameter. The case of Cadiz coast. *Journal of Coastal Research*, 64 (SI), 2011.

Plomaritis, T., Anfuso, G., Rangel, N., y Del Rio, L. (2009). Erosion and accretion patterns in different morphodynamic beach states in Cadiz (SW Spain). *Proceedings of the 7th International Conference on Geomorphology.* Melbourne, Australia.

Poizot, E., Anfuso, G., Méar, Y., y Bellido, C. (2013). Confirmation of beach accretion by grain-size trend analysis: Camposoto beach, Cádiz, SW Spain. *Geo-Marine Letters*, 33, 263–272.

Prieto, A. (2012). *Propuesta metodológica para el cálculo de tasas de erosión aplicada a los deltas mediterráneos andaluces (1956-2009)* Trabajo Fin de Máster, Universidad de Sevilla, 109 pp.

Prieto, A. (2017). *Metodología Para el Cálculo, Explotación y Difusión de Líneas de Costa y Tasas de Erosión a Medio-Largo Plazo (1956–2011) en Andalucía*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 336 pp.

Puertos del estado. (2019). *Página web del Organismo Público Puertos del Estado, Ministerio de Fomento.* URL: http://www.puertos.es

Puig, M., Del Río, L., Plomaritis, T. A., y Benavente, J. (2014). Influence of storms on coastal retreat in SW Spain. *Journal of Coastal Research*, 70 (SI), 193–198.

Puig, M. (2016). *Análisis de las variables que controlan la evolución de la costa a corto-medio plazo. Aplicación a la Bahía de Cádiz*. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 186 pp.

Puig, M., Del Río, L., Plomaritis, T. A., y Benavente, J. (2016). Contribution of storms to shoreline changes in mesotidal dissipative beaches: Case study in the Gulf of Cádiz (SW Spain). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16 (12), 2543–2557.

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

Rangel-Buitrago, N. (2013). *Efectos de temporales marítimos en sistemas litorales de la provincia de Cádiz*. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 384 pp.

Rangel-Buitrago, N., y Anfuso, G. (2011a). An application of Dolan and Davis (1992) classification to coastal storms in SW Spanish littoral. *Journal of Coastal Research SI*, *64*, 1891–1895.

Rangel-Buitrago, N., y Anfuso, G. (2011b). Coastal storm characterization and morphological impacts on sandy coasts. *Earth Surface Processes and Landforms*, *36* (15), 1997–2010.

Rangel-Buitrago, N., y Anfuso, G. (2011c). Morphological changes at Levante Beach (Cadiz, SW Spain) associated with storm events during the 2009-2010 winter season. *Journal of Coastal Research*, 64 (SI), 1886–1890.

Rangel-Buitrago, N., y Anfuso, G. (2012). Winter wave climate, storms and regional cycles: the SW Spanish Atlantic coast. *International Journal of Climatology*, 33 (9), 2142–2156.

Ratsimandresey, A. W., Sotillo, M. G., Carretero Albiach, J. C., Álvarez Fanjul, E., y Hajji, H. (2008). A 44-year high-resolution ocean and atmospheric hindcast for the Mediterranean Basin developed within the HIPOCAS Project. *Coastal Engineering*, 55 (11), 827–842.

Rea, C. C., y Komar, P. D. (1975). Computer simulation models of a hooked beach shoreline configuration. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45, 866–872.

Reyes, J. L., Martins, J. T., Benavente, J., Ferreira, Ó., Gracia, F. J., Alveirinho-Dias, J. M., y López-Aguayo, F. (1999). Gulf of Cádiz beaches: A comparative response to storm events. *Boletín Del Instituto Españo de Oceanografía*, 15 (1-4), 221–228.

Ribera, P., Gallego, D., Pena-Ortiz, C., Del Rio, L., Plomaritis, T. A., y Benavente, J. (2011). Reconstruction of Atlantic historical winter coastal storms in the Spanish coasts of the Gulf of Cadiz, 1929-2005. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11 (6), 1715–1722.

Richter, A., Faust, D., y Maas, H. G. (2013). Dune cliff erosion and beach width change at the northern and southern spits of Sylt detected with multi-temporal Lidar. *Catena*, 103, 103–111.

Rodríguez-Polo, S. (2009). *Estudio de geomorfología ambiental de la playa de Valdelagrana y Parque Metropolitano de Los Toruños. Implicaciones en la gestión*. Tesis de Fin de Máster, Universidad de Cádiz, 49 pp .

Rodríguez-polo, S., Gracia, F. J. y Del Río, L. (2010). *Retroceso costero en la flecha de Valdelagrana , El Puerto de Santa María (Cádiz).* En: Úbeda X., Vericat D., y Batalla, R. (Eds.) Avances de la geomorfología en España 2008-2010. Solsona, pp 75-78.

Rodríguez-Polo, S., Gracia, F. J., Benavente, J., y Del Rio, L. (2009). Geometry and recent evolution of the holocene beach ridges of the Valdelagrana littoral spit (Cádiz Bay, SW Spain). *Journal of Coastal Research*, 56 (SI), 20–23.

Rodríguez-Ramírez, A. (1996). *Geomorfología continental y submarina del Golfo de Cádiz (Guadiana-Guadalquivir) durante el Cuaternario reciente*. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva, 370 pp.

Rodríguez-Vidal, J., y Gracia, F. J. (2004). Evolución geomorfológica del Sur de Iberia durante el Neógeno y el Cuaternario. En E. Baquedano y S. Rubio (Eds.), *Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre.* Zona Arqueológica, Museo Arqueológico Regional de Alcalá de Henares n^{o} 4, vol. I: Geología, p. 124–133.

Ruiz, P., García de Domingo, A. Hernáiz, P. P., González, J., Cabra, P., Balanya, J. C., y García, V. (1994a). *Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. Hoja N^{o} 86: Cádiz.* Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 46 pp. y 1 mapa.

Ruiz, P., García de Domingo, A. Hernáiz, P. P., González, J., Cabra, P., Balanya, J. C., y García, V. (1994b). *Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. Hoja N^{o} 87: Algeciras.* Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 46 pp. y 1 mapa.

Ruzgiene, B., Berteška, T., Gečyte, S., Jakubauskiene, E., y Aksamitauskas, V. Č. (2015). The surface modelling based on UAV Photogrammetry and qualitative estimation. *Measurement: Journal of the International Measurement Confederation*, 73, 619–627.

Sánchez-Arcilla, A., Mendoza, E. T., Jiménez, J. A., Peña, C., Galofré, J., y Novoa, M. (2008). Beach erosion and storm parameters. uncertainties for the Spanish Mediterranean. *Coastal Engineering*, 5, 2352–2362.

Sánchez, J. L. (1988). *Estudio climatológico de la Bahía de Cádiz.* Cádiz: Instituto Hidrográfico de la Marina, Ministerio de Defensa, Cádiz, 150 pp.

Sebastião, P., Guedes-Soares, C., y Alvarez, E. (2008). 44 years hindcast of sea level in the Atlantic Coast of Europe. *Coastal Engineering*, 55 (11), 843–848.

Selvan, S. C., Kankara, R. S., y Rajan, B. (2014). Assessment of shoreline changes along Karnataka coast, India using GIS & Remote sensing techniques. *Indian Journal of Geo-Marine Sciences*, 43 (7), 1286–1291.

Shi, P., Wang, J., Xu, W., Ye, T., Yang, S., Liu, L., Fang, W., Liu, K., Li, N. y Wang, M. (2015). World Atlas of Natural Disaster Risk. En P. Shi y R. Kasperson (Eds.), *World Atlas of Natural Disaster Risk* , p. 309–323.

Short, A.D., y Masselink, G. (1999). Embayed and structurally controlled beaches. En A.D. Short (Ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, John Wiley &

Sons, p. 230–250.

Short, A.D., y Ni, M. (1997). *Regional beach characteristics of the New South Wales coast*. Institute of Australian Geographers and New Zealand Geographers Society Joint Conference.

Short, A. D. (1979). The Dimension Beach-Stage Model. *The Journal of Geology*, 87 (5), 553–571.

Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., Bardají, T., Lario, J., Somoza, L., Luque, L. y González, F. M. (2006). Neotectonic fault mapping at the Gibraltar Strait Tunnel area, Bolonia Bay (South Spain). *Engineering Geology*, 84, 31–47.

Silveira, L. F., Klein, A. H. F., y Tessler, M. G. (2010). Headland-bay beach planform stability of Santa Catarina State and of the northern coast of São Paulo State. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58 (2), 101–122.

Silvester, R. (1970). Growth of crenulate shaped bays to equilibrium. *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 96 (WW2), 275–287.

Silvester, R., y Ho, S. K. (1972). Use of crenulate shaped bays to stabilize coasts. *Proceedings of the 13th International Conference on Coastal Engineering, Vol. 2,* 1347–1365.

Silvester, Richard. (1960). Stabilization of sedimentary coasts. *Nature*, 188 (4749), 467–469.

Sotillo, M. G., Aznar, R., y Valero, F. (2008). The 44-year Mediterranean HIPOCAS wind database: A useful tool to analyse offshore extreme wind events from a long-term regional perspective. *Coastal Engineering*, 55 (11), 930–943.

Stone, G. W., Grymes, J. M., Dingler, J. R., y Pepper, D. A. (1997). Overview and significance of hurricanes on the Louisiana coast, U.S.A. *Journal of Coastal Research*, 13 (3), 656–669.

Talavera, L. (2019). *UAS-based monitoring of sandy coast in the Bay of Cadiz*. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 173 pp.

Talavera, L., Del Río, L., Benavente, J., Barbero, L., y López-Ramírez, J. A. (2018). UAS as tools for rapid detection of storm-induced morphodynamic changes at Camposoto beach, SW Spain. *International Journal of Remote Sensing*, 39 (15–16), 5550–5567.

Tejedor, L., Izquierdo, A., Sein, D. V., y Kagan, B. A. (1998). Tides and tidal energetics of the Strait of Gibraltar: a modelling approach. *Tectonophysics*, 294, 333–347.

Terpstra, P. D., y Chrzastowski, M. J. (1992). Geometric Trends in the Evolution of a Small Log-Spiral Embayment on the Illinois Shore of Lake Michigan. *Source: Journal of Coastal Research Journal of Coastal Research*, 8, 603–617.

Thieler, E. R., y Danforth, W. W. (1994). Historical Shoreline Mapping (I): Improving techniques and reducing positioning errors. *Journal of Coastal Research*, 10 (3), 549–563.

Thieler, E. R., Himmelstoss, E. A., Zichichi, J. L., y Ergun, A. (2009). *Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0— An ArcGIS extension for calculating shoreline change*. United States Geological Survey. Open-File Report 2008-1278.

Trenhaile, A. S. (1987). *The geomorphology of rock coasts*. Clarendon Press, Oxford , 384 pp.

Trenhaile, A. S. (1997). *Coastal Dynamics and Landforms*. Clarendon Press, Oxford, 366 pp.

Vallejo, I., Ojeda, J., y Málvarez, G. (2006). Characterization and classification of the beach-dune system of the Doñana National Park, Southern Spain. *Journal of Coastal Research*, 48 (SI), 112–117.

Vázquez, F. J. (2009). *Proyecto de mejora ambiental en la desembocadura del río Guadiaro, (T. M. de San Roque)* (p. 320). Proyecto de Fin de Grado, Universidad de Cádiz, 320 pp.

Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediment. *Journal of Geology*, 30, 377–392.

Woodroffe, C. D. (2002). *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge University Press, 623 pp.

Yasso, W. E. (1965). Plan Geometry of Headland-Bay Beaches. *The Journal of Geology*, 73 (5), 702–714.

Young, A. P., Flick, R. E., Gutierrez, R., y Guza, R. T. (2009). Comparison of short-term seacliff retreat measurement methods in Del Mar, California. *Geomorphology*, 112, 318–323.

Zazo, C. (1980). *El Cuaternario marino continental y el límite Plio-Pleistoceno en el litoral de Cádiz*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 610 pp.

Zazo, C. (1989). Los depósitos marinos cuaternarios en el Golfo de Cádiz. En F. Díaz y J. Rodríguez (Eds.), *El Cuaternario en Andalucía Occidental*, AEQUA Monografía 1, p. 113–122.

Zazo, C., Dabrio, C. J., Borja, F., Goy, J. L., Lezine, A. M., Lario, J., Polo, M. D. Hoyo, M. y Boersma, J. R. (1999). Pleistocene and Holocene aeolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implications. *Geologie En Mijnbouw*, 77, 209–224.

Zazo, C., Dabrio, C. J., Goy, J., Bardají, T., Ghaleb, B., Lario, J., Hoyos, M., Hillaire-

Marcel, C., Sierro, F. Flores, J. A. Silva, P. G. y Borja, F. (1996). Cambios en la dinámica litoral y nivel del mar durante el Holoceno en el Sur de Iberia y Canarias Orientales. *Geogaceta*, 20 (7), 1679–1682.

Zazo, C., Goy, J. L., Somoza, L., Dabrio, C. J., Belluomini, G., Impronta, S., Lario, J. Bardají, T. y Silva, P. G. (1994). Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10, 933–945.

Zazo, C., Silva, P. G., Goy, J. L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Lario, J., Bardají, T. y González, A. (1999). Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (South Spain). *Tectonophysics*, 301, 95–109.

Zhang, R., Chen, L., Liu, S., Zhang, H., Gong, W., y Lin, G. (2019). Shoreline evolution in an embayed beach adjacent to tidal inlet: The impact of anthropogenic activities. *Geomorphology*, 346, 106856.

Zuzek, P. J., Nairn, R. B., y Thieme, S. J. (2003). Spatial and temporal considerations for calculating shoreline change rates in the Great Lakes Basin. *Journal of Coast Research*, 38 (SI), 125–146.

ANEXO I

Funcionamiento del script de Python 2.7:

Lectura de los datos de los archivos Excel con formato .xlsx, empleando la librería xlrd.

- Un primer bucle recorre todos los datos identificando los temporales y almacenándolos en un matriz. Entendiendo como temporal aquel periodo de tiempo igual o superior a 12 horas, en el que la altura significante de la ola ha sido superior a 2.5 m (Atlántico) o 2 m (Mediterráneo). El periodo de calma, necesario para discernir si se trata de un temporal que amaina y vuelve a arreciar o, en cambio, se trata de dos temporales distintos, se ha considerado que debe ser un periodo de tiempo igual o superior a 24 horas (Atlántico) o 12 horas (Mediterráneo), durante el cual la altura de la ola se ha debido mantener por debajo de 2.5 m (Atlántico) o 2 m (Mediterráneo).
- Durante la creación de la matriz, se han calculado datos como fechas y horas del inicio, del pico de la tormenta y fin de la misma. En los casos en los que se ha alcanzado la altura significativa máxima en más de un dato, se ha tomado el primero de ellos. También se ha calculado el contenido energético de cada tormenta mediante el *Storm Power Index* (SPI) como:

$$\mathrm{SPI} = \sum \mathrm{H_s^2} * \mathrm{td}$$

- Una vez creada la matriz de temporales, un segundo bucle se ha encargado de recorrerla, identificando los grupos de temporales. El criterio empleado ha sido que dos temporales pertenecen al mismo grupo, si desde el fin de un temporal al comienzo del siguiente no transcurren más de 14 días o si desde el pico de un temporal al siguiente no transcurren más de 21 días.
- Para el análisis anual de temporales y grupos de temporales se ha considerado que si un temporal o grupo de temporales ocurren en un periodo de tiempo que comprende dos años distintos, se ha tomado como criterio definitorio la fecha del fin del temporal o del grupo de temporales.

```
import xlrd, xlwt, datetime

loc = ("C:/DatosOleaje/Alboran_1958-2019_recortado.xlsx")#Ruta del archivo de entrada
locsave = ("C:/DatosOleaje/Alboran_1958-
2019_recortado_procesado_12_12_2.xls")#Ruta del archivo de salida
Archivo = xlrd.open_workbook(loc)
Hoja = Archivo.sheet_by_index(0)

FPD = 3     #Fila en la que está el primer dato, para ignorar cabeceras y celdas vacías
HED = 1     #Periodo de muestreo. Horas entre dato y dato.

COG = 2   #Criterio de Ola Grande
DMT = 12    #Duración mínima de un temporal
PMET = 12   #Periodo mínimo entre temporales
DEP = 21    #Días entre picos para identificar grupos de temporales
DET = 14    #Días entre temporales para identificar grupos de temporales

Tormentas=[]        #Matriz para almacenar los datos de las Tormentas
HS=0                #Altura significativa del oleaje
SP=0                #Strom Power
HsPico=0            #Altura significativa en el pico de la tormenta
indexPico=0         #Índice del dato en el pido de la tormenta
contadorTormenta =0 #Contador para determinar la duración del periodo de olas altas
contadorCalma=0     #Contador para determinar el periodo de calma

for i in range (FPD-1,Hoja.nrows): #Bucle para la identificación de tormentas
   if (Hoja.cell_value(i, 4)!= 999 and  Hoja.cell_value(i, 4)>=COG):   #Criterio de altura
de oleaje
      if contadorTormenta==0:                                  #Posible comienzo de una
tormenta
         inicio = i                  #Índice del dato del inicio de la tormenta
         HsPico = 0
      if Hoja.cell_value(i, 4)>HsPico:    #Búsqueda del pico de la tormenta. Toma el primer
valor más alto.
         HsPico=Hoja.cell_value(i, 4)    #Si quisiéramos el último, bastaría con cambiar >
por >=
         indexPico=i                 #Un valor promedio es más complicado, hay bimodales,
con dos picos
      contadorTormenta +=1
      contadorCalma=0
   elif contadorTormenta >= DMT/HED:   #Una tormenta ha comenzado, y amaina o
calma
      contadorCalma+=1
```

```
        if contadorCalma >= PMET/HED:   #Se ha dado el periodo de calma, así que
registramos la tormenta
            fin = i-contadorCalma+1
            for j in range(inicio,fin): #Recorre los datos de la tormenta para calcular HS y SP
               if Hoja.cell_value(j, 4)!=999: #Si aparecieran datos erróneos (999) se quedaría
son el dato anterior
                  valHS = Hoja.cell_value(j, 4)
               HS+=valHS
               SP += valHS * valHS * HED
            # Cálculo de fechas, Altura significativa media, duración y potencia de la tormenta
            datepico = datetime.datetime(int(Hoja.cell_value(indexPico, 0)) ,
int(Hoja.cell_value(indexPico, 1)) , int(Hoja.cell_value(indexPico,
2)),int(Hoja.cell_value(indexPico, 3)),0,0)
            datefin = datetime.datetime(int(Hoja.cell_value(fin, 0)) , int(Hoja.cell_value(fin,
1)) , int(Hoja.cell_value(fin, 2)),int(Hoja.cell_value(fin, 3)),0,0)
            dateinicio = datetime.datetime(int(Hoja.cell_value(inicio, 0)) ,
int(Hoja.cell_value(inicio, 1)) , int(Hoja.cell_value(inicio, 2)),int(Hoja.cell_value(inicio,
3)),0,0)
            n = fin-inicio
            HSm = HS/n
            td = HED * n
            Tormentas.append ([inicio+1,dateinicio,datepico,datefin,HSm,td,SP]) #Registro de
los datos en la matriz
            #Reseteo de contadores y variables
            contadorTormenta = 0
            contadorCalma = 0
            HS = 0
            SP = 0
            HsPico = 0
            indexPico = 0
      else: #Periodo de calma sin que se haya originado tormenta recientemente
         contadorTormenta=0
         contadorCalma=0
         HS=0

#Creación del archivo de salida y cabeceras
workbook = xlwt.Workbook()
sheet = workbook.add_sheet('Temporales')
sheet.write(0,0,'Grupo')
sheet.write(0,1,'FilaExcel')
sheet.write(0,2,'Fecha Inicio')
sheet.write(0,3,'Fecha Pico')
sheet.write(0,4,'Fecha Fin')
sheet.write(0,5,'Hs Promedio')
sheet.write(0,6,'Duracion horas')
```

```
sheet.write(0,7,'Storm Power')
sheet2= workbook.add_sheet('Analisis Anuales')
sheet2.write(0,0,'Ano')
sheet2.write(0,1,'n Temporales')
sheet2.write(0,2,'n Grupos')
sheet2.write(0,3,'n Temp en Grupo 1')
sheet2.write(0,4,'n Temp en Grupo 2.....')

anoActual = Tormentas[0][1].year
temporalesAnuales = 0
filaExcel =1

igrupo = 1
grupoCreado = False #Variable que indica si hay un grupo creado al que añadir más temporales si cumplen los criterios
grupAnuales = 0
tempPorGrupo = 0
tempGrup = []

for i in range (0,len(Tormentas)): #Bucle que recorre los temporales haciendo los cómputos anuales e identificando grupos

   if Tormentas[i][1].year == anoActual:#Añade un temporal al año en curso
      temporalesAnuales+=1
   else: #Cambio de año. Guarda los datos de ese año
      sheet2.write(filaExcel,0,anoActual)
      sheet2.write(filaExcel,1,temporalesAnuales)
      sheet2.write(filaExcel,2,len(tempGrup))
      for grup in range(0,len(tempGrup)):
         sheet2.write(filaExcel,3+grup,tempGrup[grup])
      tempGrup=[]
      temporalesAnuales=1
      grupAnuales=0
      anoActual = Tormentas[i][1].year
      filaExcel+=1

   if i<len(Tormentas)-1: #La última tormenta hay que analizarla por separado porque no se puede comparar con la siguiente
      if ((Tormentas[i+1][1] - Tormentas[i][3]).days < DET  or (Tormentas[i+1][2] - Tormentas[i][2]).days < DEP): #Criterios de grupo
         sheet.write(i+1,0,igrupo)
         tempPorGrupo+=1
         if not grupoCreado:
            grupoCreado=True
            grupAnuales+=1
```

```
        elif grupoCreado: #Si no cumple el criterio y hay un grupo en creación, escribe los
datos y lo cierra
                sheet.write(i+1,0,igrupo)
                tempPorGrupo+=1
                grupoCreado = False
                tempGrup.append(tempPorGrupo)
                tempPorGrupo=0
                igrupo+=1

    elif grupoCreado: #Si es el último temporal y hay un grupo abierto, lo añade

        sheet.write(i+1,0,igrupo)
        tempPorGrupo+=1

    for j in range (0,len(Tormentas[0])): #Escribe los datos almacenados en la matriz
        sheet.write(i+1,j+1,Tormentas[i][j])
#Escribe la última linea con los datos actuales
sheet2.write(filaExcel,0,anoActual)
sheet2.write(filaExcel,1,temporalesAnuales)
sheet2.write(filaExcel,2,grupAnuales)
workbook.save(locsave) #Guarda el archivo excel con los datos de salida
```

ANEXO II

Resumen de las actividades realizadas

PRIMER AÑO

Formación disciplinar institucional

- II Jornadas Doctorales EIDEMAR, organizadas por la Escuela Internacional de Doctorado en Estudios del Mar del 21 al 23 de noviembre de 2016, con una duración global de 20 horas.

- Curso de "Deontología Profesional", organizado por la Escuela de Doctorado de la Universidad de Cádiz del 14 al 22 de septiembre de 2017, con una duración global de 30 horas.

Formación interdisciplinar

- Curso "ArcGIS 10 - Sistemas de información geográfica", organizado por la Asociación GeoInnova del 17 de abril al 7 de junio de 2017, con una duración global de 125 horas.

- Curso "Herramientas para la teledocencia: Skype, Teamviewer, Agora.uca.es, organizado por la Universidad de Cádiz del 12 al 26 de julio de 2017, con una duración global de 5 horas.

- Curso "Tres herramientas web útiles en el aula: Kahoot, Socrative y SurveyAnyplace", organizado por la Universidad de Cádiz del 4 al 28 de julio de 2017, con una duración global de 25 horas.

- Curso "ArcGIS 10 - Geoprocesamiento Avanzado", organizado por la Asociación GeoInnova del 4 de septiembre al 27 de octubre de 2017, con una duración global de 125 horas.

Actividad científica

- I Encuentro Internacional de Investigadores Campus Tecnológico de Algeciras, organizado por la Fundación Campus Tecnológico de Algeciras del 24 al 25 de noviembre de 2016, con una duración global de 20 horas.

- Asistencia a la Campaña Oceanográfica "ISUNEPCA-0517" a bordo del B/O Ángeles Alvariño, realizada en aguas del Golfo de Cádiz del 21 al 31 de mayo de 2017. Durante la campaña se colaboró en la adquisición, procesado y análisis de las imágenes obtenidas con

el trineo fotogramétrico TST-HORUS con el objetivo de caracterizar las formas de fondo (ripples, dunas submarinas, etc.), sus características morfométricas y su interrelación con la dinámica de las masas de agua en la zona.

- Estancia de investigación en el Instituto Español de Oceanografía bajo la supervisión de la Dra. Nieves Mª López González, Investigadora Titular del Instituto Español de Oceanografía y responsable del Laboratorio de Sedimentología y Geoquímica del Centro Oceanográfico de Málaga. El fin de la estancia fue el análisis de las muestras de sedimento de la tesis. Para ello se realizaron análisis de granulometría y contenido de carbonatos. Realizada desde el 1 de julio hasta el 4 de septiembre de 2017.

SEGUNDO AÑO

Formación disciplinar institucional

- Curso "Coastal morphodynamic modelling using XBeach", organizado por la Comisión Académica del Programa de Doctorado de Ciencias y Tecnologías Marinas de la Universidad de Cádiz, del 16 al 23 de enero de 2018, con una duración global de 40 horas.

- Curso "Identificación y gestión de riesgos e impactos ambientales en costas de interés turístico", organizado por la Escuela Internacional de Doctorado en Estudios del Mar, impartido en la Universidad de Cádiz del 19 al 23 de marzo de 2018, con una duración global de 25 horas.

Formación interdisciplinar

- "Curso e-learning de Formación en el Uso y Aplicación del Sistema de Modelado Costero, SMC", impartido por el Instituto de hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria, del 5 de febrero al 5 de abril de 2018, con una duración global de 48 horas.

- Curso "Cómo comunicar, diseminar y dar visibilidad a nuestras publicaciones a través de Internet", organizado por la Universidad de Cádiz el 17 de enero de 2018, con una duración de 4 horas.

- Curso "Tu perfil de autor en ORCID", organizado por la Universidad de Cádiz el 31 de enero de 2018, con una duración global de 2 horas.

- Curso "Excel nivel básico. Curso teórico-práctico", organizado por la Universidad de Cádiz, del 1 al 25 de febrero de 2018, con una duración global de 25 horas.

- Curso “Salas virtuales para teledocencia con Big Blue Button en el campus virtual”, organizado por la Universidad de Cádiz, del 16 de marzo al 6 de abril de 2018, con una duración global de 5 horas.

- Curso “Hojas de cálculo nivel intermedio. Curso teórico-práctico”, organizado por la Universidad de Cádiz, del 2 al 26 de abril de 2018.

- “Curso básico de modelado 3D en SketchUp make”, organizado por la Universidad de Cádiz, del 28 de junio al 22 de julio de 2018.

Actividad científica

- Presentación oral del trabajo “Longitudinal Distribution of Slope and Sediment Characteristics in Headland-bay Beaches in Cádiz, Spain” en el International Coastal Symposium 2018, celebrado en Busán (Corea del Sur), del 13 al 18 de mayo de 2018. Mencionar que la presentación fue galardonada con el premio “Young Scientist Award” de la sesión de “Dunas, playas y costas”.

- Publicación: Rodríguez-Polo, S.; Del Río, L. and Benavente, J., 2018. *Longitudinal Distribution of Slope and Sediment Characteristics in Headland-bay Beaches in Cádiz, Spain*. Journal of Coastal Research, SI (85), 306–310.

TERCER AÑO

Formación interdisciplinar

- Curso “Mendely como gestor de referencias bibliográficas y red social para investigadores”, organizado por la Universidad de Cádiz, del 24 de enero al 7 de febrero de 2019, con una duración global de 15 horas.

- Curso “Técnicas de comunicación verbal”, organizado por la Universidad de Cádiz, del 29 de abril al 23 de mayo de 2019, con una duración global de 25 horas.

Actividad científica

- Estancia de tres meses en el extranjero. Se realizó una estancia en la Universidad del Algarve (Portugal) bajo la supervisión del Dr. Óscar Ferreira, durante la cual se estuvo trabajando en el análisis de la estabilidad de las bahías en Z estudiadas en el Tesis Doctoral. Realizada desde el 1 de marzo al 31 de mayo del 2019.

- Presentación del seminario titulado “Longitudinal Distribution of Slope and Sediment Characteristics in Headland-bay Beaches in Cádiz, Spain” llevado a cabo durante el periodo de estancia en la Universidad del Algarve (Portugal) con el fin de dar a conocer parte de los estudios llevados a cabo para la realización de la Tesis a los compañeros del CIMA (Centro de Investigación Marina y Ambiental). Realizada el 15 de marzo de 2019.