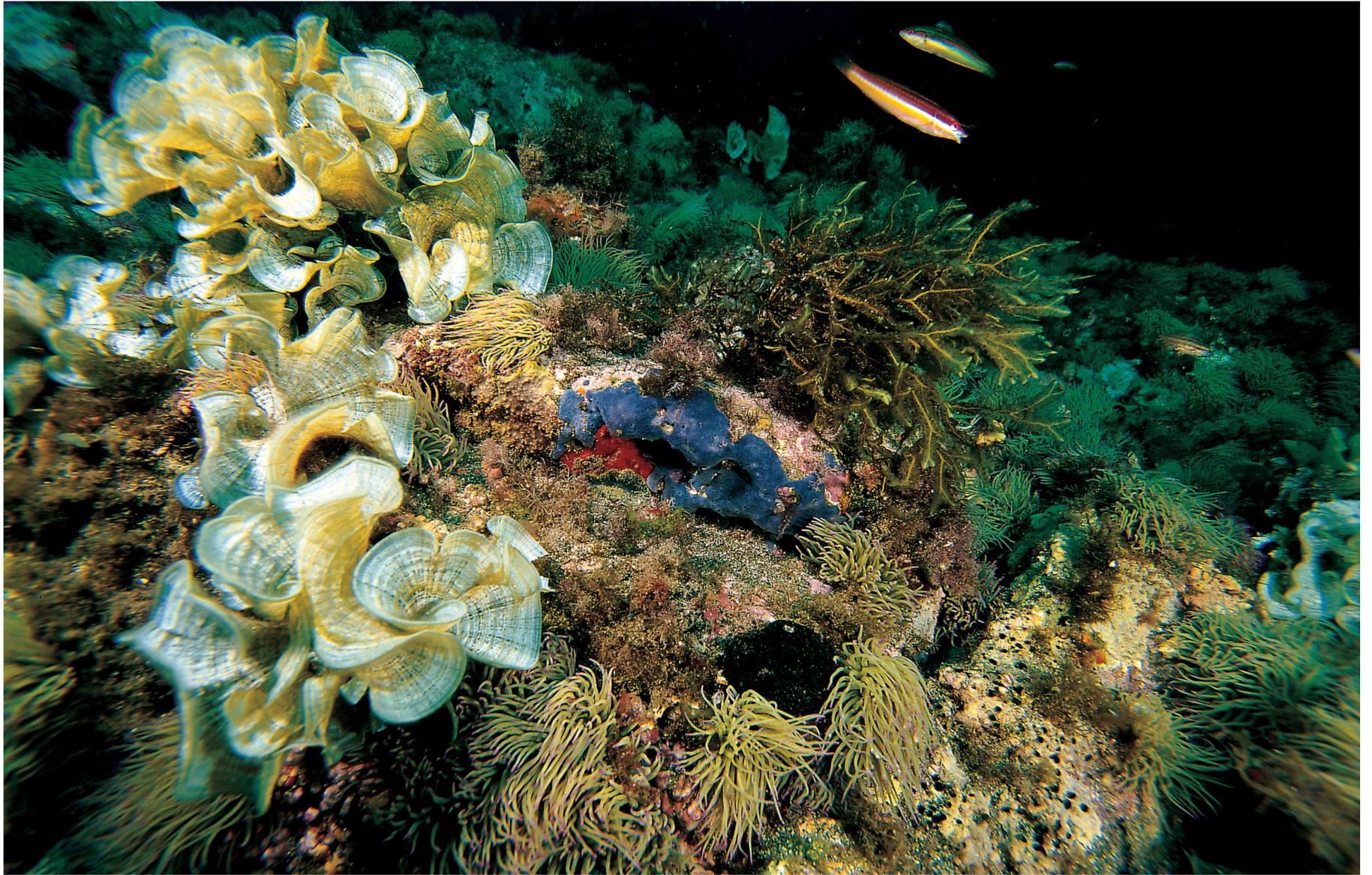


ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA

SECCIÓN III

GRUPO 13



EL MEDIO MARINO



MINISTERIO
DE FOMENTO

DIRECCIÓN GENERAL
DEL INSTITUTO
GEOGRÁFICO NACIONAL

SEGUNDA EDICIÓN

ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA

SECCIÓN III

GRUPO 13

EL MEDIO MARINO

ÍNDICE

CONTENIDO	PÁG.
Texto explicativo	13.I-III
Geología	13.2-3
Batimetría	13.4-5
Relieve	13.6-7
Fondos marinos	13.8-13
Batimetría y relieve del estrecho de Gibraltar ...	13.14-15
Sedimentos	13.16-17
Tipos de costas	13.18-19
Biología marina	13.20-22
Biología marina de las islas Canarias	13.23
Biología marina del golfo de Cádiz y mar Mediterráneo	13.24
Biología marina de Galicia y mar Cantábrico ...	13.25
Física	13.26-28
Temperatura y salinidad superficial	13.29
Densidad superficial	13.30
Altura de oleaje	13.31
Dirección del oleaje	13.32
Corrientes	13.33
Nivel del mar	13.34-36

Tenemos la satisfacción de presentar en esta nueva edición del Atlas Nacional la parte dedicada al mar. Hoy día se hace evidente que difundir el conocimiento de nuestro planeta es una obligación ineludible para los gestores públicos por varios motivos, y de entre ellos, no es el menor la serie de graves amenazas que pesan sobre todos los ecosistemas, incluido el marino, y que pueden minimizarse si se logra transmitir a la sociedad lo que los científicos saben sobre qué son, cómo funcionan y qué actividades de explotación soportan para proporcionarnos alimentos, energía y materias primas. El conocimiento es una fase previa al aprecio, anterior a la protección, y que es necesario si se desea alcanzar un desarrollo sostenible que no ponga en riesgo hasta la propia existencia de los seres vivos en la Tierra.

Llamado de forma lírica «planeta azul» por el color que le proporcionan sus océanos, la Tierra ha sido agraciada con una particularidad singular en el sistema solar, y es la de ser el único cuerpo celeste que mantiene agua en sus tres formas. La fase líquida se halla fundamentalmente en los océanos, que son las vastas masas de agua que ocupan unos 361 millones de km², casi el 71 por 100 de la superficie terrestre, tienen una profundidad media de 3.700 metros y contienen 1.370 millones de km³, es decir, el 97,6 por 100 de toda el agua del planeta. Ha sido precisamente esa presencia de agua en estado líquido la que ha permitido la aparición de la vida, y su posterior evolución, hasta llegar a las complejísimas formas vitales que hoy existen, y que son consecuencia del papel jugado por los océanos en la estabilización de las condiciones ambientales. Se puede decir con toda propiedad, que nuestra existencia es gracias a los océanos y no sólo eso sino que la vida, tal como la conocemos, sólo se concibe en nuestro planeta oceánico.

Los mares y océanos han estado muy ligados a la historia de la humanidad desde tiempos remotos, cuando los primeros navegantes se aventuraban lejos de sus costas nativas para explorar lo que se consideraba entonces una barrera impenetrable. Desde entonces, muchas actividades marítimas, algunas de carácter épico, han utilizado y utilizan cada vez a un ritmo mayor el mar y sus múltiples recursos. Hoy día es un productor de alimentos, un ámbito en el que explotar recursos minerales, un vertedero para desechos y sustancias ya inservibles, un extraordinario campo para la investigación científica y tecnológica, un lugar para el comercio, el ocio y el recreo, así como una fuente de inspiración para la literatura, la música, y la pintura, y no se debe olvidar su interés político y estratégico. Pero al lado de todo ello, es absolutamente necesario saber que los océanos están sufriendo unas amenazas para su estabilidad y su biodiversidad debido tanto a un uso a veces desmesurado, como pueden ser la sobreexplotación de recursos vivos, la contaminación química, la introducción de especies foráneas, la eliminación de determinados hábitats costeros como al probable cambio climático global cuyas consecuencias para los océanos pueden ser de gran magnitud.

Por ello, se considera muy valiosa la contribución que hace este Atlas a la descripción de la geología marina, de la oceanografía y de los seres vivos y su explotación, en las aguas españolas.

Madrid, diciembre de 2004

INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA

Esta nueva edición del grupo *El Medio Marino* significa que la labor comenzada en 1986, cuando se aprobó por acuerdo del Consejo de Ministros la elaboración del Atlas Nacional, tiene la continuidad deseable para una obra que pretende reflejar los aspectos más importantes de la realidad de nuestro país.

La publicación de este grupo, independiente respecto al tomo en el que está integrado en virtud del diseño del Atlas, pretende una gran utilidad práctica al proporcionar una información más reciente, ligada a su propio período de actualización y no al de la edición del tomo correspondiente. En todo caso, el conocimiento que se tiene de la geología, biología y física del medio marino avanza constantemente, por lo que siempre que se desee profundizar en cualquiera de los aspectos aquí descritos, será conveniente acudir a publicaciones especializadas que los abordan de una forma más pormenorizada.

Aparte de una mejor organización del contenido, al separarse los aspectos geológicos, biológicos y físicos, se presentan muchas novedades con respecto a la primera edición del grupo:

- El apartado explicativo inicial acerca del encuadre y la evolución geo-tectónica de la Península Ibérica.
- La descripción y la cartografía de los fondos marinos de los archipiélagos canario y balear, producto de los recientes y novedosos levantamientos batimétricos realizados por el Instituto Español de Oceanografía.

- La reforma completa de la parte correspondiente a la física del mar, con nuevos datos e información descriptiva en relación al oleaje, nivel del mar, temperatura, salinidad, densidad y corrientes.
- La revisión y ampliación del apartado de biología marina.

A pesar de las diversas dificultades encontradas durante la ejecución de estos trabajos, incluidas las derivadas del hundimiento del petrolero "Prestige", el Instituto Español de Oceanografía debe ser felicitado por su gran entusiasmo y esfuerzo en la coordinación científica y en la elaboración de esta obra. Por otra parte, las áreas de conocimiento aquí implicadas son muy diversas, por lo que se ha necesitado la colaboración de otros organismos que, una vez más, han puesto de manifiesto el nivel técnico y científico alcanzado por nuestras instituciones en la aplicación de los conocimientos relacionados con las ciencias de la Tierra.

Sólo me queda, pues, expresar mi agradecimiento más sincero a todas las personas que, desde instituciones públicas, han puesto su conocimiento al servicio a la sociedad.

Madrid, diciembre de 2004

ALBERTO SERENO ÁLVAREZ
Director General del Instituto Geográfico Nacional

El encuadre geo-tectónico de la península ibérica en los océanos y la paleoceanografía

La península ibérica es un área tectónica activa ya que coincide con la amplia zona de colisión continental generada por el cierre de las placas eurasiática y africana, debido al movimiento de esta hacia el norte. Los márgenes septentrionales y occidentales de Iberia, incluyendo el mar Cantábrico, Galicia y Portugal, han tenido una evolución ligada básicamente a los procesos de apertura del océano Atlántico durante el Mesozoico y Terciario. Por el contrario, las peculiaridades geológicas de la terminación occidental del Mediterráneo y el adyacente golfo de Cádiz son el resultado de su posición entre las placas continentales de Eurasia y África, que han sufrido los efectos de una convergencia progresiva, desde el Cretácico superior hasta la actualidad. En el golfo de Cádiz se localiza, además, la terminación oriental de la zona de fractura Azores-Gibraltar, que representa el límite de placas en el sector sur-oriental del Atlántico norte (fig. 1). En esta zona confluye también el cierre estructural de las cadenas alpínicas del sur de Iberia y norte de África, que forma el arco de Gibraltar. Detrás de dicho arco se ubica la cuenca del mar de Alborán, que se prolonga hacia el este por la cuenca subbaleár, mientras que en su parte frontal se localiza el golfo de Cádiz, que constituye la cuenca de antearco. La colisión de placas durante el Neógeno y el cabalgamiento hacia poniente del bloque cortical correspondiente al dominio de Alborán produjeron acortamiento y engrosamiento cortical con espesores de hasta 38-40 km, que dio lugar a la formación de un orógeno, expresado fisiográficamente por las cordilleras Béticas, Rifeñas y el arco de Gibraltar. La corteza continental fue adelgazada en la parte interior al orógeno durante el Mioceno inferior, como resultado de sistemas ex-

tensionales, que provocó la individualización de las cuencas neógenas en tierra y el mar de Alborán, cuyo espesor de corteza es sólo de 15 km en su parte central. Por el contrario, los perfiles sísmicos, disponibles sobre el margen ibérico del golfo de Cádiz no reflejan un adelgazamiento cortical importante hacia el mar, por lo que para el conjunto de la corteza continental y de la cobertura sedimentaria se mantienen espesores de 28-32 km.

La activa geodinámica del sur de Iberia durante el Neógeno generó una paleogeografía accidentada, con una distribución de estrechos, cuencas y orógenos emergidos en continua evolución. Por otra parte, desde la colisión de Eurasia y África en la zona de Medio Oriente durante el Burdigaliense, la única comunicación del mar Mediterráneo con el resto de los océanos eran los estrechos béticos y rifeños. Los estrechos actúan como una válvula que controla el balance hídrico y la distribución de masas de agua, y ejercen asimismo una importante influencia sobre los procesos sedimentarios y los tipos de depósitos, al tiempo que amplifican la señal climática global.

La influencia del Tethys y del Atlántico en la evolución tectónica

La ruptura de Pangea en el Triásico y el rifting subsiguiente dio lugar, inicialmente, a los márgenes meridionales de Iberia y de África septentrional durante el Mesozoico. En estos márgenes se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas, mientras que el océano Tethys se extendía en sentido latitudinal entre los dos grandes supercontinentes de Laurasia y África. La zona de fractura Azores-Gibraltar formó posteriormente un límite transcurrente mayor en el Atlántico norte, que favoreció el desarrollo de tectónica extensional en el Tethys a lo largo de cuencas oceánicas profundas. La apertura progresiva del Atlántico central durante el Jurásico superior y Cretácico inferior dio lugar a una traslación levógiara importante entre África y Laurasia y una extensión en el Tethys.

Iberia actuó como una placa independiente durante la mayor parte del Cretácico medio, hasta que se soldó a África durante el Cretácico superior; en este momento el límite de placas se sitúa

Fig. 2. Síntesis estratigráfica y evolución geotectónica de la zona del límite entre las placas de África-Iberia, desde la ruptura de Pangea hasta la actualidad, basado en datos de perfiles sísmicos multicanal y sondeos de exploración de petróleo en el golfo de Cádiz. Se ilustran los principales eventos tectónicos relacionados con los movimientos relativos de Iberia y África, así como su correlación con las unidades litosísmicas identificadas en el golfo de Cádiz.

La evolución del Tethys es predominante en el área desde la ruptura de Pangea a lo largo del Jurásico y Cretácico inferior. Durante el Cretácico superior la progresiva fragmentación continental que separa América del norte de Eurasia y la posterior deriva continental dan lugar a la creación de gran parte de los márgenes de Iberia y un mayor protagonismo de la tectónica latitudinal. Durante el Cretácico superior y el Paleógeno, Iberia se encuentra unida a África debido a que el límite principal entre estas placas se desplaza hacia el golfo de Vizcaya.

En el tránsito entre el Eoceno medio y superior la zona de fractura Azores-Gibraltar se activa de nuevo y da lugar al desarrollo de los fenómenos tectónicos del área, como consecuencia del progresivo acercamiento de África e Iberia, que se prolonga hasta nuestros días. Durante parte de esta evolución reciente se produce la migración del dominio de Alborán hacia poniente, sobre el límite de placas y se emplaza el olistostroma del golfo de Cádiz (modificado de Maldonado et al., 1999).

2. SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA

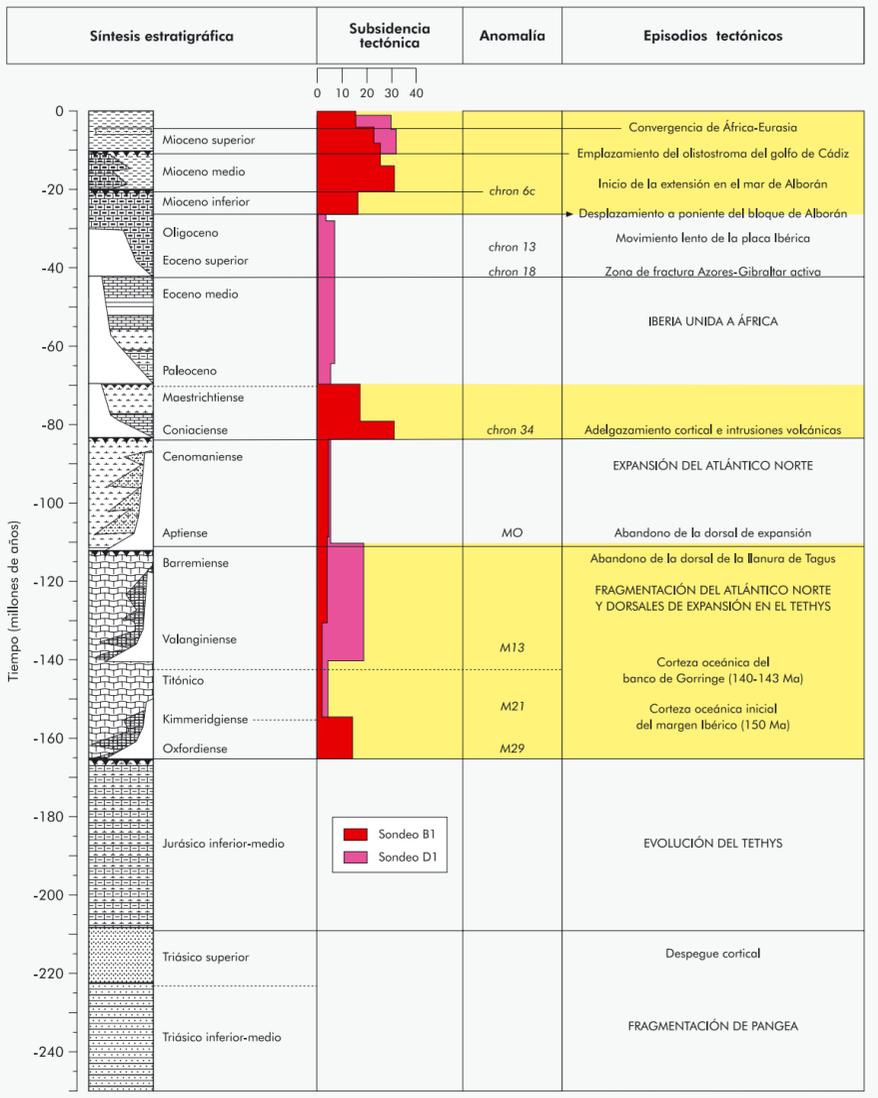
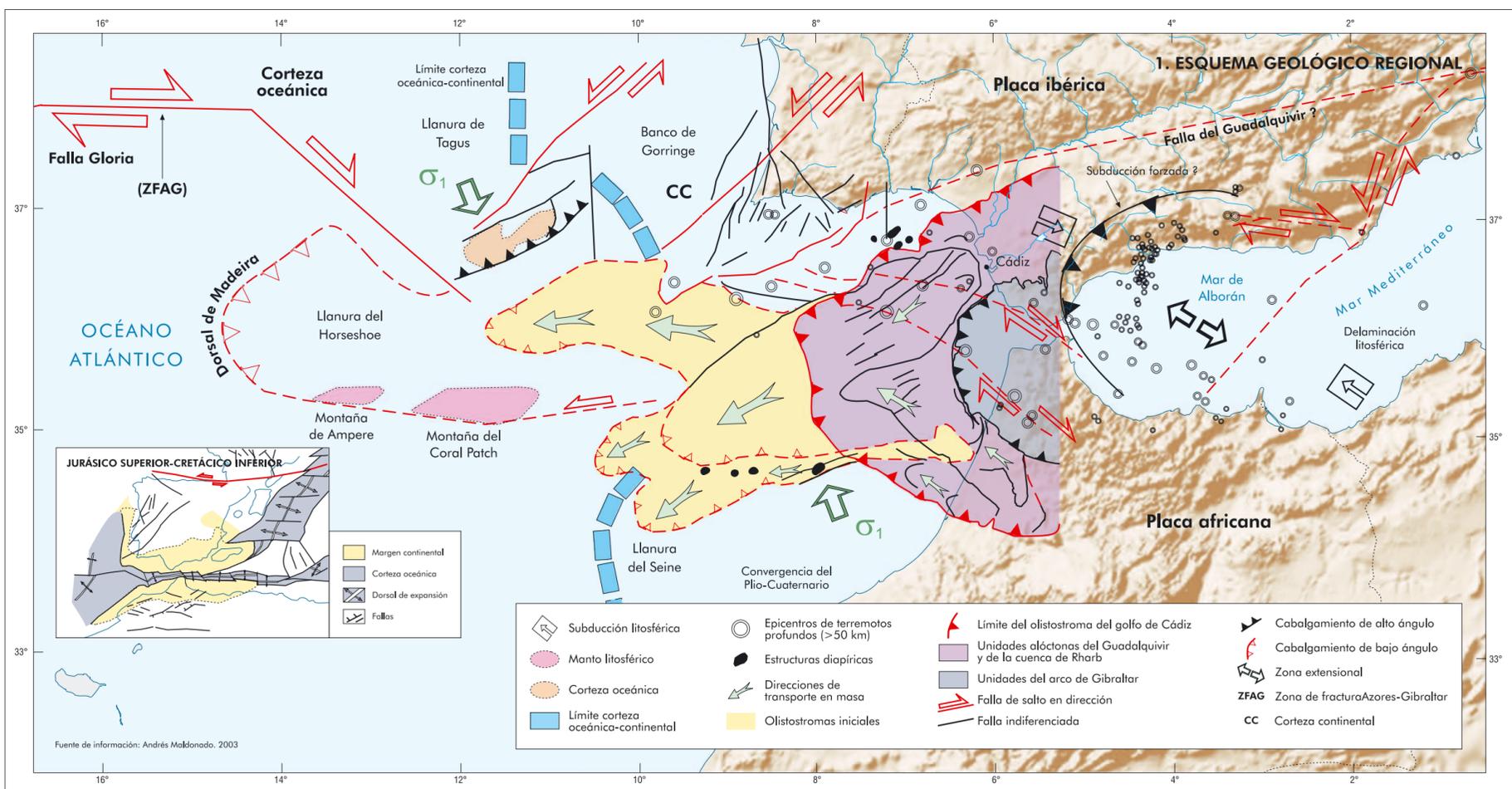


Fig. 1. Esquema geológico regional de la parte meridional de la placa ibérica y de la parte septentrional de la placa africana. Se representa, asimismo, la distribución de las estructuras litosféricas principales y sus relaciones con la distribución de terremotos profundos (ver fig. 4 para la distribución de los focos de terremotos y principales elementos tectónicos del área). Las flechas indican la geodinámica predominante en esta zona de límite de placas y la distribución de esfuerzos, con los ejes principales de compresión entre placas (σ_1 - σ_1) y en el Mediterráneo occidental, así como la extensión en el mar de Alborán. El límite de placas en el Atlántico norte oriental, representado por la falla Gloria, se prolonga hacia el golfo de Cádiz en la zona de fractura Azores-Gibraltar (ZFAG), y se extiende más hacia levante donde tiene lugar una sismicidad difusa, aunque importante.

Se representa asimismo, en el encuadre pequeño, un esquema paleotectónico del área durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior, donde se ilustra el dominio oceánico del Tethys con una orientación básicamente longitudinal (modificado de Maldonado et al., 1999).



3. CORTES GEOLÓGICOS Y MODELO GEODINÁMICO

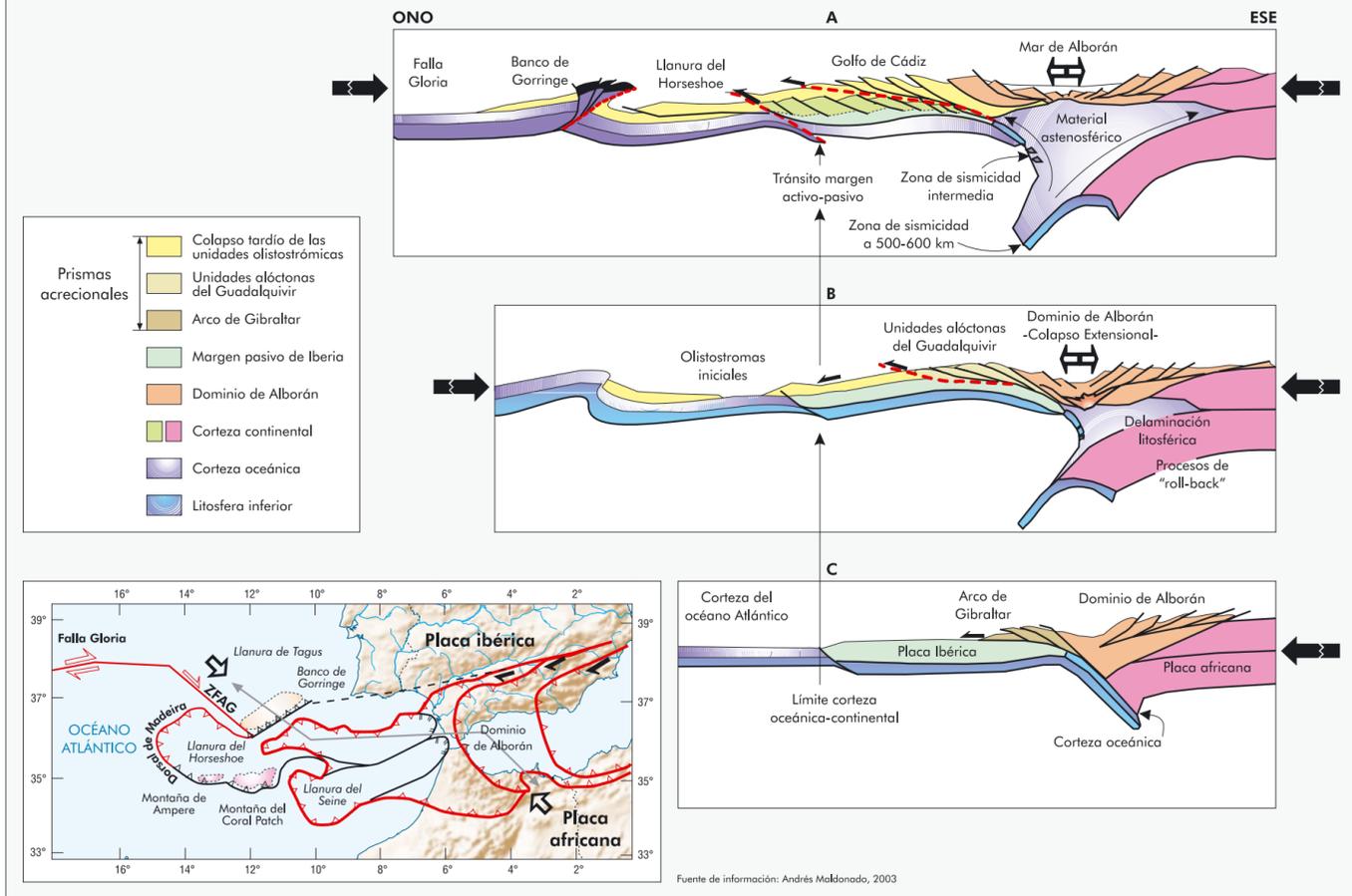


Fig. 3. Cortes geológicos interpretativos con la representación de un modelo geodinámico evolutivo para el límite de placas Iberia-África desde el Mioceno inferior hasta la actualidad. La delaminación litosférica facilita el desarrollo simultáneo de prismas de acreción tectónica y el colapso extensional en el mar de Alborán. En el esquema geológico se representan los principales elementos corticales y la estructura del área. El corte superior (A) muestra el desplazamiento hacia poniente del dominio de Alborán, desde el Oligoceno medio hasta el Burdigaliense. Las cadenas Béticas y del Rif, así como el arco de Gibraltar se generan como estructuras de nacimiento (*pop-up*). La subducción activa o relicta de Eurasia ha sido heredada desde el Cretácico y Cenozoico inferior. La progresiva delaminación de la placa Africana (B) como consecuencia del emplazamiento del dominio de Alborán lleva al colapso extensional del mar de Alborán después del Burdigaliense. Desde el langhiense hasta el Tortoniense superior varios prismas de acreción migran hacia poniente sobre los márgenes pasivos adelgazados de Iberia y África. El desplazamiento hacia poniente del dominio de Alborán (C) se termina durante el Messiniense, y comienza el predominio en la zona del límite de placas de la tectónica inducida por la convergencia prevaleciente orientada en una dirección NO-SE entre Iberia y África. El escape lateral hacia poniente de las unidades tectónicas es consecuencia de esta convergencia entre el Mioceno superior y la actualidad. Al mismo tiempo, en el mar de Alborán, tiene lugar el colapso extensional y la inversión tectónica. La deformación a lo largo de la zona de fractura Azores-Gibraltar se transfiere hacia levante a lo largo de Iberia y África, adelgazadas sobre el margen, y se prolonga en las cadenas del Rif y las Béticas. Se representa, asimismo, un fragmento de litosfera desprendido que se hunde bajo el dominio de Alborán y da lugar a los focos de terremotos profundos (modificado de Maldonado et al., 1999).

en el golfo de Vizcaya (fig. 2). La evolución durante el Cenozoico, que fue controlada por la migración septentrional de África, dio lugar al cierre progresivo de las cuencas del Tethys y a la rápida migración del dominio de Alborán hacia el golfo de Cádiz. En los márgenes meridionales de Iberia, la evolución inicial del golfo de Cádiz durante el Mesozoico y Cenozoico inferior estuvo caracterizada por un estilo de margen pasivo localizado dentro del océano latitudinal Tethys, que controló el desarrollo de estructuras extensionales y plataformas carbonatadas extensas. La posterior apertura oceánica del Atlántico norte indujo una tectónica extensional norte-sur, superpuesta a las estructuras este-oeste del Tethys, la cual deformó los depósitos sinsedimentarios del Cretácico. El límite entre África y Eurasia experimentó transpresión durante el Terciario y las cuencas del Mesozoico desarrolladas sobre corteza oceánica fueron subducidas. Durante el Tortoniense, como consecuencia de la migración hacia poniente del dominio de Alborán, se emplazó un olistostroma en el golfo de Cádiz, extendido por la mayoría del margen continental. Los márgenes del Mediterráneo suroccidental presentan una evolución muy diferente. La cuenca del mar de Alborán es un prototipo de «cuenca

mediterránea de retroarco». En el Mediterráneo occidental, estas cuencas se originaron sobre corteza continental previamente engrosada y se desarrollaron durante el Neógeno por procesos de adelgazamiento cortical detrás de segmentos arqueados del cinturón de cadenas Alpinas circundante. En las cuencas mayores del Mediterráneo occidental, las acumulaciones importantes de sedimentos del Cenozoico superior se depositaron sobre una corteza continental u oceánica delgada. Los procesos de adelgazamiento cortical tenían asociados un magmatismo calco-alcalino y alcalino.

El desarrollo de las cuencas de retroarco

A nivel del mar Mediterráneo hay tres cuencas que presentan un contexto geodinámico similar, por estar emplazadas dentro de arcos orogénicos, y que incluyen, de este a oeste, el mar Egeo, el mar Tirreno y el mar de Alborán. Una cuarta cuenca de retroarco, la cuenca Panónica, está situada en tierra. De todas estas cuencas, solo el mar Egeo está situado dentro de un arco de islas o fosas que muestra las características sísmicas, gravimétricas, geotermales, volcánicas y geológicas típicas de las

cuencas de retroarco descritas para los modelos clásicos del Pacífico. El mar de Alborán está rodeado en su extremo occidental por el orógeno del arco de Gibraltar, si bien no existe un arco de islas o fosas típico. El origen de la cuenca de Alborán es extremadamente controvertido y se han propuesto diversos modelos geodinámicos, sin existir acuerdo general sobre su génesis o los procesos que condicionan la extensión y adelgazamiento cortical (fig. 3). Algunos autores enfatizan el papel de un diapirio anómalo del manto o sugieren procesos relacionados con una subducción tipo cuencas de retroarco Pacífico. Otros proponen procesos de subducción con desprendimiento de una porción de litosfera de la placa subducida. Además, recientemente, se han investigado y debatido, como mecanismos alternativos, procesos de remoción convectiva de una raíz de litosfera engrosada, frente a procesos de delaminación asimétrica o remoción total del manto litosférico subcortical como explicación al origen extensional de la cuenca. El relleno sedimentario de las cuencas registra tanto las etapas tectónicas, como la influencia de los procesos deposicionales, controlados por la localización de los estrechos, los aportes sedimentarios y las oscilaciones climático-eustáticas. En todas las cuencas del mar de Alborán es caracte-

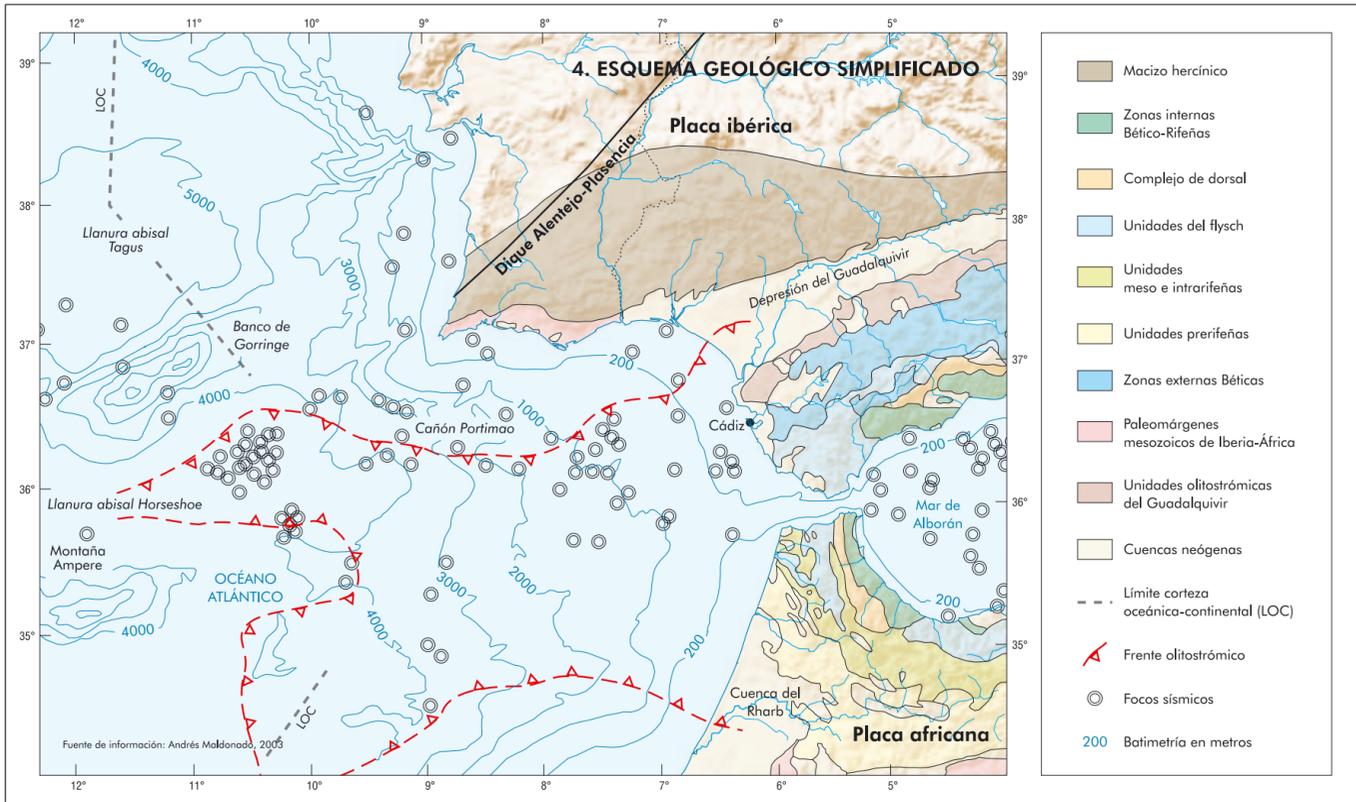
rística una fuerte disimetría en los márgenes, que indica una tectónica y subsidencia diferencial notables. Desde el punto de vista paleoceanográfico, la evolución Messiniense y la apertura del estrecho de Gibraltar ofrecen los registros más espectaculares en la estratigrafía sísmica. La crisis de salinidad está representada en el mar de Alborán por la presencia de depósitos evaporíticos y una fuerte discordancia erosiva a nivel regional, si bien no existen depósitos de sales tan importantes como los del Mediterráneo occidental. A su vez, la apertura del estrecho de Gibraltar en el Plioceno conllevó el desarrollo de cañones fuertemente encajados en los materiales infrayacentes.

Los portales atlántico-mediterráneo y la evolución paleoceanográfica

La evolución geodinámica de la terminación occidental del Mediterráneo y del Atlántico en el golfo de Cádiz, particularmente activa durante el Neógeno, produjo una paleogeografía compleja, con una distribución cambiante en el tiempo de estrechos, cuencas marinas y cadenas de montañas emergidas circundantes (fig. 4). A partir del Mioceno inferior la comunicación del mar Mediterráneo con el resto de los océanos fue a través de estrechos marinos, o portales, localizados en las cadenas Béticas y el Rif, mientras que desde el Plioceno, la única comunicación fue a través del estrecho de Gibraltar. El régimen de compresión en el área durante el Tortoniense superior y el Messiniense produjo un descenso del nivel del mar, que junto a su bajo nivel eustático global de este provocó el cierre final de los portales béticos y rifeños. Una fuerte discordancia erosiva regional marca la base del Plioceno en el conjunto de la cuenca y puede representar, en parte, la desecación del Mediterráneo. Además, la apertura del estrecho de Gibraltar en el Plioceno conllevó el desarrollo de cañones fuertemente encajados en las secuencias sedimentarias infrayacentes.

Fig. 4. Esquema geológico simplificado del límite entre Iberia y África y áreas adyacentes. Muestra el frente del olistostroma en el golfo de Cádiz y su extensión hacia el océano Atlántico nororiental. Los depósitos del Neógeno correspondientes a las cuencas post-orogénicas, tanto en tierra como en mar, se representan en blanco. Asimismo, está representado el límite entre la corteza oceánica y continental. Los focos sísmicos muestran una sismicidad difusa en el área que corresponde a la prolongación hacia tierra del límite entre las placas de Iberia y África que, por el contrario, está bien identificado en el océano Atlántico a lo largo de la zona de fractura Azores-Gibraltar (fig. 1) (modificado de Maldonado et al., 1999).

4. ESQUEMA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO



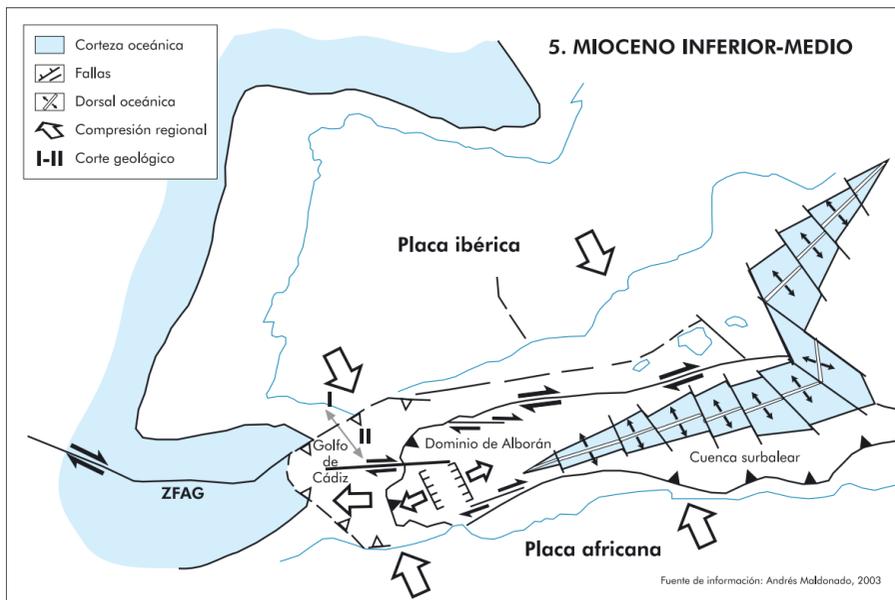
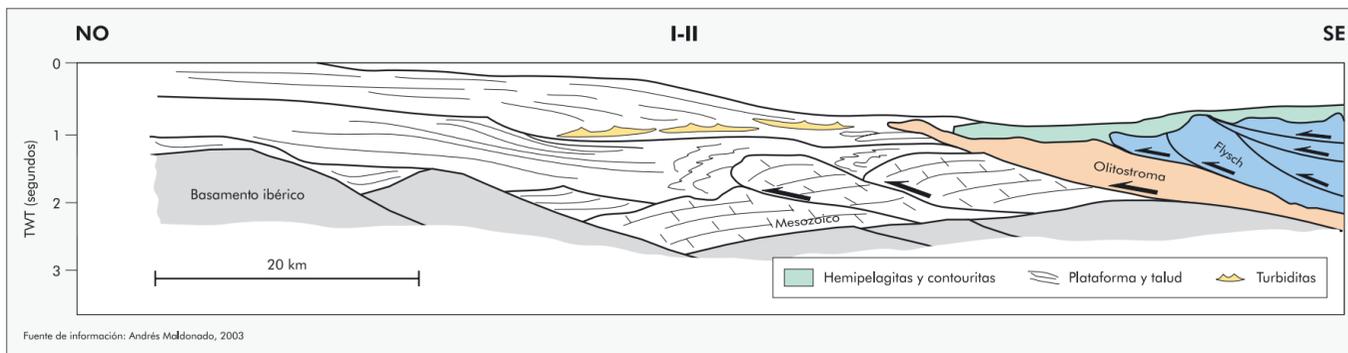


Fig. 5. Reconstrucción tectónica de las placas de Iberia y África (mapa superior) que muestra el encuadre geológico simplificado del golfo de Cádiz y dominios adyacentes durante el Mioceno medio. Se representan los principales dominios oceánicos (azul), así como los márgenes continentales y cuencas (blanco). El dominio de Alborán migra hacia poniente y emplaza el olistostroma en el golfo de Cádiz. En el mar de Alborán, por otra parte, tienen lugar fenómenos extensionales y de adelgazamiento cortical, dentro de un régimen predominantemente compresivo debido al acercamiento de Iberia e África. Las actuales líneas de costas europeas y africanas se han dibujado como referencia con línea azul. Durante este tiempo las conexiones oceanográficas Atlántico-Mediterráneo tenían lugar a través de los estrechos béticos y rifeños, mientras que el frente tectónico del arco de Gibraltar forma un alto que cabalga hacia poniente.
En el corte geológico (perfil inferior) se ilustra una sección interpretativa, a lo largo de un perfil de dirección SSE-NNO en el golfo de Cádiz, donde se muestran los principales elementos tectónicos y el emplazamiento del olistostroma y mantos del flysch (modificado de Maldonado y Nelson, 1999).



Al final del Messiniense y durante el Plioceno inferior, los esfuerzos regionales fueron afectados por una rotación, que facilitó la extensión y el desarrollo de la cuenca bajo un régimen transtensivo, y dio lugar a la reapertura de las conexiones entre el Atlántico y el Mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar.

A partir de este momento una subsidencia acelerada en la cuenca de antearco afectó al golfo de

Cádiz, lo cual favoreció el desarrollo de importantes centros de depósitos orientados en dirección NE-SO.

La influencia paleoceanográfica en el desarrollo de los depósitos del golfo de Cádiz se observa particularmente en la secuencia deposicional más reciente atribuida al Pliocuaternario.

En la actualidad, la corriente profunda de salida del Mediterráneo produce una gran variedad de estructuras sedimentarias y depósitos, cuya acción alcanza gran parte del margen de Iberia en el Atlántico (fig. 6).

Los depósitos del golfo de Cádiz muestran, además, una sedimentación cíclica, que refleja las oscilaciones en el régimen de flujo, consecuencia de las variaciones en la sección del perfil transversal en la zona del umbral del estrecho de Gibraltar, desde su apertura al final del Mioceno. El impacto de la corriente profunda del Mediterráneo en la sedimentación del golfo de Cádiz es evidente en los perfiles de estratigrafía sísmica, si bien el modelo preciso y las oscilaciones de flujo a través del estrecho de Gibraltar han sido objeto de distintos debates.

Los regímenes deposicionales en el margen del golfo de Cádiz

Durante el Mesozoico los márgenes continentales pasivos del sur de Iberia se caracterizaron por el desarrollo de plataformas carbonatadas que evolucionaron a plataformas de tipo mixto carbonatado-terrágeno durante el Cretácico superior y el Terciario inferior. Los márgenes terrígenos del Oligoceno y Mioceno inferior, por el contrario, se desarrollaron sobre un margen activo y de tipo transcurrente en la proximidad del límite entre las placas de Iberia y África (fig. 5).

Durante el Mioceno superior se emplaza un olistostroma en el golfo de Cádiz; el límite con los depósitos postorogénicos que forman el relleno de la cuenca de antearco marca su techo.

El margen pasivo progradacional del Mioceno superior en el golfo de Cádiz está caracterizado por un importante aporte terrígeno, que coincide con el cierre de los portales atlántico-mediterráneos.

Durante el Plioceno se desarrolla un régimen de depósitos por corrientes de contorno, controlado

por la existencia de un nivel alto del mar y el establecimiento de la circulación a través del recién creado estrecho de Gibraltar.

Durante el Cuaternario, los depósitos y su tipología fueron controlados, por el contrario, por un carácter cíclico en relación con niveles altos y bajos del mar; en su desarrollo, asimismo, influyó la evolución tectónica. Los depósitos de deltas marginales y cuñas de talud se correlacionan con episodios regresivos y de bajo nivel del mar, debidos a eustasia y subsidencia. Los estadios de alto nivel del mar como el Holoceno, por el contrario, conducen a la formación de deltas progradantes sobre la plataforma interna y depósitos de corrientes de contorno en aguas profundas, desarrollados bajo la influencia de la corriente atlántica de entrada y la corriente mediterránea profunda de salida (fig. 6).

El régimen actual de influencia antropogénico-cultural se inició hace unos 2.000 años, con la ocupación de Iberia por los romanos. Esta influencia humana ha podido contribuir a los procesos de deposición en la zona a un nivel equivalente al producido por los cambios eustáticos y climáticos.

Importancia ambiental del área del estrecho de Gibraltar

La región de confluencia de Iberia y África ha sido objeto de un interés creciente durante los últimos años, puesto de relieve por el desarrollo de numerosos proyectos de investigación y reuniones internacionales. Esta área ha sido, asimismo, reconocida de interés científico prioritario con objeto de investigar problemas relacionados con procesos de deformación en el límite entre placas convergentes así como la influencia de los estrechos sobre la paleoceanografía.

Concurren, en consecuencia, numerosos problemas de índole geofísica, geológica y paleoceanográfica que merecen especial atención y cuya solución está lejos de haber sido alcanzada en el momento actual de manera satisfactoria. Esto es particularmente evidente cuando se trata de las relaciones entre los diversos dominios implicados como la tierra y el mar; los orógenos y las cuencas, el Mediterráneo y el Atlántico. La secuencia temporal precisa de procesos geológicos como extensión y compresión, cierre y apertura de estrechos, oscilaciones climáticas y eustáticas e inversión de corrientes. Varios de estos aspectos han sido abordados, aunque no todos hasta ahora se han resuelto satisfactoriamente.

Los problemas actualmente planteados deberían favorecer estudios que contribuyan a un avance para el mejor conocimiento de la evolución de Iberia y de los mecanismos de importancia global que han controlado su desarrollo.

BIBLIOGRAFÍA

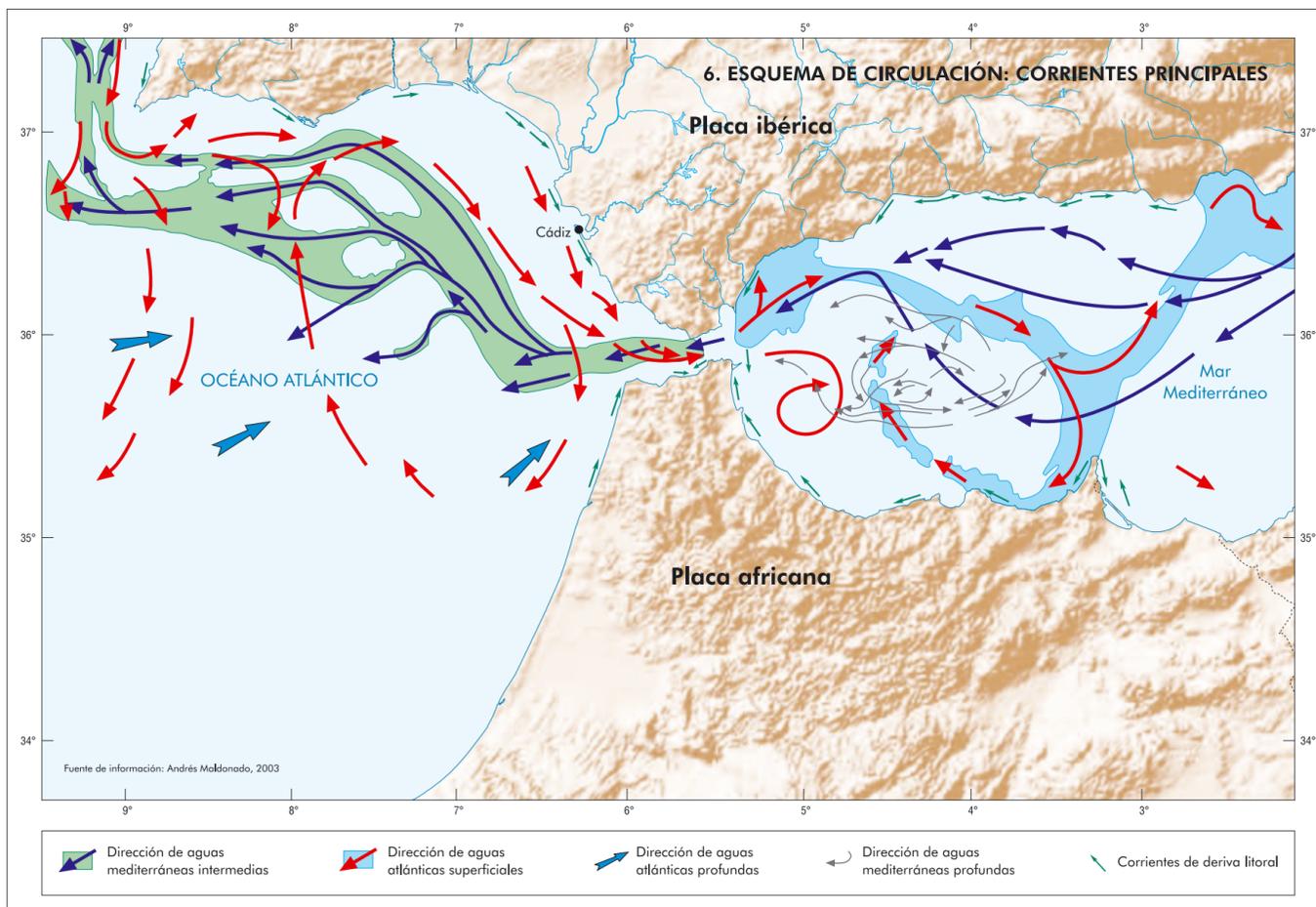
DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, FLINCH, J.A., BALLY, A.W. y WU, S., 1996. «*Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain.*» *Geology*, 24, no 1: 67-70.

MALDONADO, A., 1985. «*Evolution of the Mediterranean Basins and a Detailed Reconstruction of the Cenozoic Paleocceanography.*» En: Margalef, R. (Ed.) *A Natural History of the Mediterranean from the Strait of Gibraltar to the Sicilian Channel*. Key Environmental Series, Pergamon Press, Ch. 2, p. 17-58. Oxford.

MALDONADO, A. y NELSON, C.H., 1999. «*Interaction of tectonic and depositional processes that control the evolution of the Iberian Gulf of Cadiz margins.*» En: A. Maldonado and C.H. Nelson (Editors), *Marine Geology of the Gulf of Cadiz*. *Marine Geology*, 155 (1-2): 217-242.

MALDONADO, A., SOMOZA, L. y PALLARÉS, L., 1999. «*The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North-Atlantic).*» En: A. Maldonado and C.H. Nelson (Editors), *Marine Geology of the Gulf of Cadiz*. *Marine Geology*, 155 (1-2): 9-43.

SRIVASTAVA, S.P., ROEST, W.R., KOVACS, L.C., OAKEY, G., LÉVESQUE, S., VERHOEF, J. y MACNAB, R., 1990. «*Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin.*» *Tectonophysics*, 184: 229-260.





Dirección General de Costas. MMA, 2001

Ensenada en el municipio de Llanes (Asturias)

Morfología de los márgenes continentales de España

El mapa batimétrico de España revela diferencias morfológicas de sus márgenes continentales que documentan la historia geológica de la transición entre el continente y las cuencas oceánicas y preservan la información acerca de la génesis de sus mares. Los márgenes continentales españoles se localizan en el mar Cantábrico, en el océano Atlántico y en el Mediterráneo occidental. Estos márgenes son fundamentalmente de tipo pasivo o atlántico en el sentido geotectónico. Los márgenes pasivos forman la mayoría de los localizados en el mar Mediterráneo occidental, excepto en algunos sectores, tales como el borde septentrional del promontorio de las islas Baleares, que han podido estar afectados por otros fenómenos de cabalgamientos y fallas transcurrentes. También el margen cantábrico se interpreta como un margen pasivo que evolucionó a activo, para pasar de nuevo a ser pasivo. Los márgenes del Atlántico suroccidental (golfo de Cádiz) representan un caso mucho más complejo al estar localizados en la zona que marca el límite entre las placas africana y europea y haber experimentado fenómenos de fallas transcurrentes y de compresión.



Dirección General de Costas. MMA, 2001

Donostia-San Sebastián (Guipúzcoa)

En consecuencia, los márgenes continentales de España presentan notables diferencias en cuanto a la morfología, cobertera, sedimentaria y estilo tectónico, que permiten diferenciar dentro del tipo pasivo o atlántico varios estilos de márgenes denominados progradante, intermedio y abrupto. El margen progradante, que se desarrolla en áreas de importantes aportes sedimentarios, se caracteriza por plataformas continentales relativamente extensas con acumulaciones importantes de sedimentos y depósitos notables en el talud. El tipo de margen intermedio presenta una cobertera sedimentaria que fosiliza la mayoría de las irregularidades del basamento, pero que permite una cierta expresión morfológica de su estructura. El margen abrupto está caracterizado por taludes muy inclinados con una cobertera sedimentaria reducida o totalmente ausente y se localiza en áreas con reducido aporte sedimentario.

Los márgenes españoles pueden ser agrupados en dos sectores en relación con rasgos fisiográficos importantes: márgenes del sector atlántico (Cantábrico, Galicia, golfo de Cádiz, estrecho de Gibraltar y Canarias), y márgenes del sector mediterráneo (Cataluña, golfo de Valencia, Baleares, Alicante, Murcia y Alborán). A continuación se describen sus principales rasgos morfológicos.

Los márgenes continentales del sector Atlántico, de norte a sur, comprenden el Cantábrico, Galicia, golfo de Cádiz y Canarias. Desde el punto de vista fisiográfico, el margen continental del Cantábrico se puede dividir en dos sectores: oriental y occidental. El sector oriental, que se extiende desde la frontera española hasta Santander, está caracterizado por una plataforma continental relativamente más estrecha que la del occidental y no se encuentra surcada por valles submarinos. El talud continental presenta pequeños valles submarinos, así como el desarrollo del cañón de Santander, que desemboca a 4.000 m de profundidad. Los pequeños valles submarinos son tributarios del cañón de cap Breton, y su cabecera se localiza frente a Bayona. El sector occidental está caracterizado por una plataforma continental amplia y surcada por cañones submarinos bien encajados (cañón de Llanes y cañón de Avilés) que alcanzan la llanura abisal de Vizcaya a 4.300 m de profundidad. Destaca también la presencia de algunos altos morfológicos correspondientes de Llanes y Avilés y el monte submarino de Jovellanos. El borde de plataforma para todo el margen cantábrico se sitúa a 200 m.

El margen continental de Galicia es morfológicamente complejo y anómalo. En la plataforma continental gallega se pueden diferenciar dos sectores correspondientes a la fachada occidental y la septentrional atlántica. El sector occidental presenta una plataforma continental estrecha (25 km) en comparación con la del sector septentrional, que tiene un promedio de 40 km, y llega a los 75 km de anchura en el sector de cabo Prior. El borde de la plataforma continental se sitúa hacia los 200 m de profundidad. Mar adentro existen va-

rios altos morfológicos que llegan a los 500 m de profundidad y resaltan de las zonas adyacentes situadas a 4.000 m. Entre los más importantes, que constituyen una barrera discontinua entre esta cuenca y la llanura ibérica, destacan: el banco de Galicia, monte submarino de Vigo, monte submarino de A Coruña y el monte submarino Vasco de Gama. Otro elemento morfológico que destaca y es común para otros márgenes, es la presencia de numerosos cañones submarinos como el de Ferrol, A Coruña, Muxía, Arousa y Vigo. Todos comienzan a desarrollarse en el talud continental y se extienden hasta profundidades de 5.000 m.

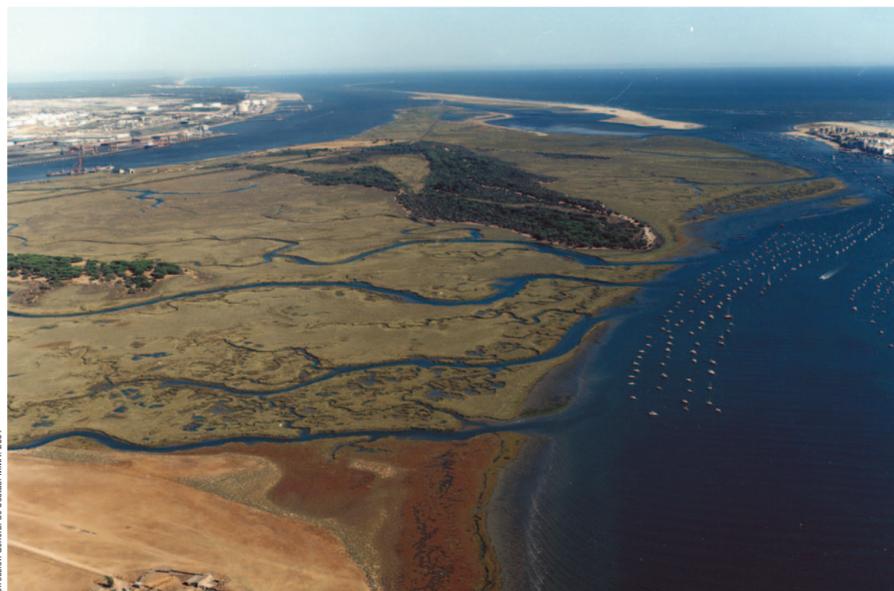
En el margen continental del golfo de Cádiz se diferencian dos sectores según su fisiografía: noroccidental y suoriental. El sector noroccidental presenta gradientes suaves y homogéneos (0,12° y 2,35°) en la plataforma continental y talud continental superior. El borde de la plataforma continental se sitúa a 155 m frente a la desembocadura del río Guadiana y 119 m frente a la desembocadura del Guadalquivir. El talud continental no está surcado por un sistema de cañones submarino y presenta gradientes constantes. El sector suoriental se caracteriza por una fisiografía de plataforma continental más compleja con gradientes similares al otro sector y presenta el borde de plataforma continental con un rango de variación menor (120-138 m). El talud continental es más irregular y está surcado por pequeños cañones submarinos en la parte central, que terminan a 500 m de profundidad, y un sistema de cañones submarinos bien desarrollado en el sector sur.

El estrecho de Gibraltar es una zona transicional entre el mar de Alborán y el golfo de Cádiz, tanto por las características morfológicas como sedimentarias, tectónicas y de dinámica marina. En la morfología de los fondos se observa que las

plataformas continentales se estrechan de oeste a este, desde los 13,5 km de máxima extensión que presentan al sur de Barbate hasta los 1,5 km de media existentes entre Tarifa y punta Acebuche, y llegan a desaparecer incluso en lugares tales como punta Cires y punta Leona. Estas plataformas continentales se enmarcan, entre taludes con fuertes pendientes, al canal principal del estrecho, cuya profundidad media es superior a los 550 m, y quedan divididas transversalmente en dos partes por el umbral del Estrecho. En el margen español, la ruptura de pendiente de la plataforma se encuentra entre los 50 y 70 m de profundidad entre punta Europa y punta Camarinal; a partir de esta y hacia el oeste, el límite se amplía hasta los 100 m de profundidad. En el margen marroquí el límite de la plataforma se mantiene casi constante en los 100 m, excepto entre punta Cires y punta Leona, donde no existe. La parte centro-occidental se caracteriza por la existencia del alto fondo del banco Majuán, que, flanqueado por dos canales con fondos de unos 250 m el del norte y unos 400 m el del sur, alcanza los 60 m en su cumbre. En el tercio sur, entre esta estructura y la costa marroquí, existe un canal bastante rectilíneo y profundo que llega a 400 m de profundidad y puede considerarse la continuación natural del canal principal del estrecho. En el margen español el talud es bastante regular, con una pendiente media de un 20 por 100 entre punta Europa y Tarifa; de Tarifa a punta Paloma se reduce a un 8 por 100 y hacia el oeste se atenúa hasta un 1,5 por 100 de valor medio. En el margen marroquí el modelado del talud es más irregular que en el español. La pendiente media oscila entre el 17,7 por 100 y el 34,5 por 100 en la zona angosta. La depresión central del estrecho presenta profundidades entre 600 y 900 m; no obstante, al sur de punta Acebuche se aprecia una extensa depresión de 960 m, y esta es la mayor profundidad del Estrecho.

Los márgenes continentales de las islas Canarias, dado su carácter volcánico, son enteramente peculiares con respecto al resto de las costas españolas. Presentan plataformas continentales muy estrechas, de menos de 4 a 10 km con excepción de la plataforma de Lanzarote-Fuerteventura, que alcanza hasta los 20 km de anchura y taludes de gran pendiente que se precipitan rápidamente hasta la llanura abisal.

En los márgenes continentales del sector Mediterráneo noroccidental se distinguen tradicionalmente dos cuencas de gran magnitud: la del mar Tirreno y la del mar Balear, separadas por las islas de Córcega y Cerdeña. Entre las islas Baleares y la costa valenciano-catalana está desarrollada la fosa de Valencia. Dentro del mar o cuenca balear se ha reconocido una llanura abisal argelo-balear, donde se alcanza la máxima profundidad (2.852 m) del Mediterráneo noroccidental, que se extiende entre las costas de Argelia, el archipiélago balear y las costas francesas e italianas. En el Mediterráneo suroccidental, al suroeste del cabo de Gata, se encuentra el mar o cuenca de Alborán. De norte a sur, siguiendo la costa mediterránea entre la frontera francesa y Barcelona, el margen es de tipo intermedio, y continúa hacia el sur hasta el cabo de la Nao, que es progradante (delta del Ebro y golfo de Valencia), para pasar nuevamente a intermedio entre el cabo de la Nao y el de Palos. Entre este y el cabo de Gata el margen es abrupto, mientras que hacia la parte meridional de Almería pasa a ser de tipo intermedio, siguiendo hacia el oeste y hasta el estrecho de Gibraltar. Todo el área septentrional y noroccidental de la Península se puede encuadrar en la categoría de



Dirección General de Costas. MMA, 2001

Punta Umbria (Huelva)



Calella (Barcelona)

margen abrupto con algunos sectores de margen intermedio.

En particular, el margen continental catalán se divide por sus características morfológicas en dos sectores: septentrional y meridional. El sector catalán septentrional comprende el área entre la frontera francesa y Tarragona. En particular, la plataforma continental del sector norte (desde la frontera francesa hasta el río Tordera) está caracterizada por la presencia de los prodeltas de los ríos Fluvià y Muga en el golfo de Roses y del río Ter al sur. La anchura de la plataforma continental varía de unos 17 km en el sector de las islas Medes a 30 km frente al golfo de Roses. La plataforma continental del sector sur (desde el río Tordera hasta Tarragona) está caracterizada por la presencia de los prodeltas de los ríos Llobregat, Besòs y Ter. El borde de plataforma se encuentra controlado por la presencia de la cabecera de cañones submarinos, de 140 m de profundidad en la cabecera del cañón Lacaze-Duthiers, 120 m en la del cabo de Creus y 60 m en la del de la Fonera. En aquellos sectores de la plataforma continental que no están cortados por cañones submarinos, el borde de plataforma se sitúa entre 120 y 190 m de profundidad. Otro rasgo morfológico a destacar en este talud continental es la presencia de plataformas pelágicas que constituyen superficies de gran extensión con pendientes suaves (1° a 3°) y que se extienden entre 500 y 700 m. Una de ellas se sitúa entre la entrante de Palamós y el cañón de la Fonera y otra está delimitada por el cañón de Blanes y el entrante de Palamós, y ocupa un área de 350 km². El encajonamiento de los cañones del Blanes, Foix, Almera y Pedruell está determinado por las fracturas del basamento, aunque la evolución y permanencia de sus cabeceras se favorece por fenómenos sedimentarios, tales como deslizamientos submarinos u otros procesos gravitacionales. El talud continental presenta un perfil cóncavo-convexo.

El sector catalán meridional comprende desde Tarragona hasta las islas Columbretes. Este margen continental, denominado margen del Ebro, es un ejemplo clásico de margen progradante alimentado fundamentalmente por una sola fuente de aporte sedimentario representada por el río Ebro. La batimetría de este sector muestra una plataforma amplia de más de 70 km y es, en general, plana. La ruptura de la plataforma continental se si-

túa a 160 m, y presenta un talud continental extremadamente estrecho, de 10 km, con elevadas pendientes (4° a 7°). El talud continental se encuentra surcado por cañones submarinos de características morfológicas diferentes. El cañón del Francolí se inicia en el talud superior, alcanza el ascenso continental y tiene una longitud de 120 km. En contraste, frente al delta del Ebro, el talud continental es muy estrecho (10 km) e inclinado ($4,5^\circ$) y se encuentra surcado por numerosos y cortos cañones submarinos (10 km) que continúan hacia el ascenso continental en forma de canales turbidíticos que desarrollan los sistemas turbidíticos del Ebro.



Illes Medes (Girona)

El margen del golfo de Valencia se extiende sobre un margen continental pasivo o atlántico de tipo progradante. La plataforma continental del golfo de Valencia comprende desde Gandia hasta Sagunto y abarca una extensión de algo más de 70 km. Presenta una anchura mínima de 26 km en la parte central, frente a Valencia, y se amplía hacia los extremos, donde alcanza un máximo de 42 km hacia el norte. El borde de la plataforma continental, que está bien definido, se localiza aproximadamente a 150 m de profundidad. En el extremo más oriental, mar adentro, se encuentra una gran depresión morfológica denominada fosa de Valencia; dicha fosa es una cuenca alargada de 40 a 70 km de ancho y de más de 300 de largo, que se inicia en el golfo de Valencia y se extiende hasta la llanura abisal argelo-balear. Esta fosa puede ser considerada como una cuenca intramarginal comprendida entre el margen balear y el catalán.

El margen continental balear presenta una plataforma continental con una longitud máxima de 440 km y una amplitud máxima de 55 km en la zona de Cabrera y mínima de 9 km al noroeste de Menorca. Se distinguen dos plataformas someras de menos de 100 m de profundidad, la de Ibiza-Formentera y la Mallorca-Menorca-Cabrera, separadas por una depresión (900 m) de dirección norte-sur. El margen balear está caracterizado por una serie de elementos fisiográficos bien definidos que se extienden entre la plataforma continental y la llanura abisal. Y entre los más importantes, de oeste a este son: el escarpe de Cabrera o Emile Baudot, el cañón submarino de Menorca, el abanico submarino de Menorca y la dorsal y escarpe de Menorca. El ascenso continental balear presenta una forma semicircular entre el talud continental y la llanura abisal argelo-balear prácticamente plana. Se extiende desde la isóbara de

1.600 m hasta la de 2.600 m. Presenta una superficie irregular y comprende la desembocadura del cañón de Menorca y una serie de pequeños montes submarinos o pináculos, de origen volcánico o halocinético.

En el margen continental de Alicante, desde el cabo de San Antonio al de Palos, la plataforma continental presenta una amplitud media de 23 km, y alcanza los valores mínimos (15 km) hacia el sur, en el sector próximo al cabo de Palos. El borde de plataforma, bien definido, está situado a 200 m de profundidad. El talud continental que predomina en este sector es de tipo convexo-cóncavo, y enlaza suavemente con el ascenso continental. El talud continental presenta un relieve uniforme y una anchura de entre 40 y 52 km. Las pendientes son bajas en comparación con las del sector sur, representado por el margen continental de Murcia, entre el cabo de Palos y el de Gata, como puede observarse en los mapas a través de la amplitud entre las líneas batimétricas. El talud continental se encuentra surcado por los cañones de Ifac, Benidorm y Alicante. Al sur, los aspectos morfológicos y fisiográficos definen el margen continental de Murcia, entre el cabo de Palos y cabo de Gata, dentro del tipo continental abrupto. La plataforma continental se presenta extremadamente irregular, y es muy estrecha si se compara con la plataforma continental que hay entre el cabo de San Antonio y el de Palos, de 23 km de ancho. El talud continental, con unos 10 km de anchura y unas pendientes pronunciadas (11 a 18 por 100), presenta grandes irregularidades morfológicas, que quedan reflejadas por la sinuosidad de las líneas batimétricas que corresponden a un conjunto de incisiones que surcan el área a modo de valles submarinos (cárcavas submarinas) que desembocan en la llanura abisal, y que dejan entre ellos interfluvios. En el área próxima al cabo de Gata, el

gráficos: oriental y occidental. Dichas cuencas presentan profundidades máximas de 1.800 m en la oriental y 1.100 m en la occidental. También existen numerosos bancos y altos fondos en la cuenca de Alborán y algunos son prolongación del continente, con taludes que localmente son muy inclinados (hasta 15°). La plataforma del margen de Alborán tiene una anchura promedio de 5 km en la costa española excepto en la zona de cabo de Gata, donde presenta una anchura de 20 km. La ruptura de pendiente tiene lugar entre 100 y 150 m de profundidad. El talud presenta una anchura variable, y se observa un desarrollo máximo (20-30 km) en los sectores de Almería y frente al río Guadiaro, en contraste con los 10 km de anchura en los sectores de Motril y Fuengirola. La base de talud presenta una amplitud media de 8 km (Motril, Málaga y río Guadiaro) y 17 km (Fuengirola) en comparación con los 28 km del sector de Almería. La base de talud conecta con las cuencas que representan la parte más profunda del mar de Alborán. Otro rasgo morfológico a destacar es la fosa de Alborán, que es una depresión restringida (1.800 m) con fondo plano, desarrollada entre el margen Ibérico y el sector nororiental de la dorsal de Alborán. El margen de Alborán en el sector español esta surcado por cañones submarinos que muestran, en general, un recorrido corto (< 10 km) a excepción del cañón de Almería localizado en el sector más oriental de Alborán (75 km de longitud) y que se extiende desde la plataforma hasta la base de talud. Además, el cañón submarino de Gibraltar enlaza la cuenca oriental de Alborán con los altos fondos del estrecho de Gibraltar. Algunos de estos cañones desarrollan canales turbidíticos en la base de talud y cuenca y dan lugar al desarrollo de varios sistemas turbidíticos (Almería, Calahonda, Sacratif, Fuengirola y Guadiaro).



Illes Columbretes (Castellón)

margen continental presenta relieves volcánicos que representan antiguos cráteres rodeados de un conjunto de coladas que, en ocasiones, forman unidades morfológicas extensas.

El mar de Alborán comprende dos dominios fisiográficos principales: los márgenes y las cuencas, que se encuentran interrumpidos por la presencia de altos morfológicos. En la zona central se sitúa la cresta de Alborán, en cuyo extremo oriental se ubica la isla de Alborán cuyos fondos tienen profundidades que superan los 1.000 m. La cresta presenta una dirección estructural noroeste-suroeste que divide a la cuenca en dos sectores geo-

BIBLIOGRAFÍA

AUZENDE, J.M., MONTI, S. y OLIVET, J.L. «*Carte bathymétrique de la Méditerranée Occidentale*». 1/1. 500.000. Brest (France): Commentaire. Dep., Scientific Centre Oceanologique de Bretagne, 1990.

VANNEY, J.R., y GENNESSEAU, M. «*Mediterranean seafloor features: overview and assessment*». En: Geological Evolution of the Mediterranean Basin. Springer-Verlag: Staley, D.J., y Wezel, F.C., 1985, chapter 1, pp. 3-32.



Cala Font en es Castell en la isla de Menorca



Nerja (Málaga)









**Fondos marinos:
archipiélagos balear y canario**

Origen y procedencia de los datos utilizados

Dentro del programa de «Investigación Oceanográfica-Hidrográfica» de la Zona Económica Exclusiva Española (ZEE), que desarrollan conjuntamente el Instituto Español de Oceanografía (IEO) y el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM), se han realizado varias campañas oceanográficas de las que provienen los datos con los que se ha elaborado el mapa batimétrico de las islas Baleares y del archipiélago canario. En estas campañas se han efectuado reconocimientos detallados geofísicos con tecnologías de última generación, que han aportado nuevos e importantes datos sobre las características y complejidad de la morfología submarina de este entorno. Las plataformas utilizadas para la realización de estas campañas han sido, fundamentalmente, los buques oceanográficos *Hespérides*, *Cornide de Saavedra* y *Vizconde de Eza*; se utilizaron equipos como sísmica paramétrica de ultra-alta resolución y sondas multihaz de alta resolución, que aportan datos de gran precisión y calidad.

A partir de los datos obtenidos en las campañas de la ZEE, se han puesto de manifiesto nuevas formas y procesos sedimentarios de elevado interés económico y medioambiental. Destacan la existencia de grandes zonas de deslizamientos sedimentarios en todas las plataformas estudiadas, la presencia de complejos sistemas de cañones submarinos y sistemas turbidíticos profundos, la presencia de estructuras correspondientes a escapes de gases, montes submarinos de carácter volcánico, etc. Todos estos elementos morfológicos son descritos aquí con un mayor detalle, y aparecen reflejados en el mapa adjunto.

Fondos marinos del archipiélago balear

La plataforma insular de las islas Baleares tiene una longitud aproximada de 450 km y una anchura variable entre 36 km (proximidades de Cabrera) y 2 km (cercañas de Menorca). La profundidad media de la plataforma está entre 80 y 100 m. La profundidad a la que se sitúa el límite entre la plataforma y el talud se localiza en torno a los 145 m en el área de Mallorca-Menorca y a los 120 m en la zona de Ibiza-Formentera. La pendiente de la plataforma en el área de Mallorca-Menorca varía entre 3,43° en el nordeste y 0,23° en el sudoeste, mientras que la pendiente en el área de Ibiza-Formentera, varía de 0,37° en el oeste a 4,11° en el sur.

Las características morfológicas más notables del área submarina de las islas Baleares, vienen determinadas por la presencia de tres bloques: Ibiza en el extremo sudoeste, Mallorca en el centro y Menorca en el extremo nordeste. A su vez estos determinan la existencia de diversas cuencas sedimentarias. Esta morfología se debe a la combinación de una subducción pre-oligocena de África bajo Eurasia, de un *rifting* en el oligoceno y de la presencia de acreción oceánica durante el mioceno.

A continuación se describen los elementos fisiográficos más destacados en el área de las islas Baleares.

Montes submarinos

Los montes submarinos más significativos de esta área se localizan principalmente al sur de las islas más importantes. Entre ellos destacan:

- Mont Emile Baudot

Se localiza al sudoeste de Mallorca. Presenta una profundidad mínima de 80 m y se eleva sobre profundidades medias de 950 m. Su longitud es de 10 km y su anchura, de 3 km. Se trata de un monte de origen volcánico, que presenta 118 edificios volcánicos asociados. De ellos, más de la mitad presentan profundidades menores de 600 m y solo el 10 por 100 se encuentran a más de 800 m. Presentan una pendiente variable entre 14° y 32°. En conjunto, constituyen el *Campo Volcánico del sudoeste de Mallorca*. Hacia el extremo sudoeste de este campo volcánico se localiza el guyot Bell, en el límite con el escarpe del Emile Baudot. Se

trata de una estructura prácticamente circular, con la cima plana, en contraste con el resto de los edificios. La cima está a una profundidad de 900 m, y la base se sitúa a profundidades mayores de 1.150 m.

- Mont de les Olives

Se localiza al este de la isla de Ibiza. Su profundidad mínima es de 237 m y se alza sobre profundidades medias de 900 m en el este y 500 en el oeste. Tiene una longitud máxima de 4,5 km y una anchura de 3. El monte presenta una elongación en dirección nordeste-sudoeste y posiblemente está controlado por fallas.

- Mont Ausias Marc

Este monte se localiza al sudeste de la isla de Ibiza. Muestra una profundidad menor de 100 m y en su entorno las profundidades medias de su base son de 400 a 450 m. La anchura máxima es de 6,5 km y su longitud se acerca a los 15. Se encuentra atravesado, en su parte oeste, por una falla de dirección nordeste-sudoeste, que provoca un resalte morfológico de más de 25 m.

- Mont Jaume I

Se encuentra localizado al sur de la isla de Menorca, dentro de la cuenca profunda. La profundidad de su cima alcanza los 1.725 m, mientras su base presenta profundidades variables entre 1.800 m en el norte y 2.300 m en el sur. Presenta forma casi circular, con un diámetro de 7 km. Controla la vertiente norte del giro que presenta el canal de Menorca cuando este pasa de dirección norte-sur a este-oeste.

- Mont Colom

Este monte se sitúa al sur de la isla de Menorca y al sudeste del Mont Jaume I. Presenta una mor-

fología elongada en dirección nordeste-sudoeste, con una anchura de 6 km y una longitud de 14. Su profundidad mínima está alrededor de 1.700 m y su base presenta profundidades medias de 2.200 m. Igual que el monte descrito anteriormente, se caracteriza por estar asociado, por el sur, al giro que presenta el canal de Menorca al pasar a dirección este-oeste.

- Morrot sa Dragonera

Se localiza al norte de la isla de Ibiza, en las proximidades del límite este del surco de Valencia.

Su cima presenta una profundidad de 1.100 m y la base muestra profundidades de entre 1.525 m en el norte y 1.300 m en el sur. Presenta una morfología casi redondeada con un diámetro máximo de 6,5 km.

- Mont de Sóller

Se localiza al noroeste de la isla de Mallorca, en el surco de Valencia. Su base se halla a profundidades de más de 1.700 m, mientras su cima alcanza profundidades menores de 1.450 m. Muestra una morfología elongada en dirección nordeste sudoeste, con una anchura de 3,5 km y una longitud de 12,5.

Cañones submarinos

Asimismo, existen importantes complejos de cañones submarinos y sistemas turbidíticos, como el situado al sur de la isla de Menorca y el denominado sistema de Mallorca Cabrera.

- Sistema del cañón de Menorca

Su cabecera se encuentra excavada al sur de Menorca y se trata de un complejo sistema de cañón y su sistema turbidítico asociado. El cañón de Menorca tiene una cabecera con morfología de anfiteatro de más de 20 km de anchura. Aquí pre-



Instituto Español de Oceanografía

Medidor de velocidad del sonido. Es un sensor que se utiliza para determinar la velocidad del sonido en la columna de agua

senta tres barrancos principales que cambian su curso bruscamente. El situado más hacia el oeste se inicia con una trayectoria nordeste-sudoeste y los localizados hacia el este presentan trayectorias nordeste-sudoeste; cuando alcanzan una profundidad aproximada de 1.200 m, cambian su trayectoria y adoptan dirección norte-sur. Posteriormente se unen y forman un canal único. Este canal es el único donde se ha podido identificar transporte de sedimentos confinados hacia la cuenca profunda. En su parte final, al alcanzar profundidades de 1.900-2.000 m, sufre un cambio brusco de dirección y pasa a ser prácticamente este-oeste, y amplía la anchura de su curso, hasta formar el abanico de Menorca.

- Sistema sudeste de Mallorca

Está constituido por dos cañones principales denominados cañón Pera y cañón del sudeste de Cabrera, situado al sur del anterior, y ambos orientados noroeste-sudeste. A una profundidad media de 1.800-1.900 m, estos cañones se unen y forman un canal mayor denominado cañón de Cabrera, que discurre con una dirección norte-sur. Este se caracteriza por presentar una clara asimetría, con una orilla derecha marcada y abrupta, mientras que la orilla izquierda es más suavizada.

Escarpes

Un elemento característico y distintivo de esta área es el escarpe del Emile Baudot, que presenta una tendencia claramente lineal, cruza el área balear de sudoeste a nordeste y cuyo origen se ha interpretado como tectónico generado por una falla transformante. Las profundidades varían de 200 a 800 m en su parte más somera, a más de 2.000 en su base. Tiene una longitud media de 15 km y presenta una pendiente bastante constante que varía entre 6,5° y 7,9°. Está surcado por numerosos valles, barrancos y cañones que le confieren un as-



Instituto Español de Oceanografía

Multihaz EM300 en el laboratorio del buque oceanográfico Vizconde de Eza



Instituto Español de Oceanografía

Buque de investigación oceanográfica Hespérides



Draga de roca, utilizada para coger muestras del fondo marino en las áreas más rocosas



Draga «Box-Core», utilizada para coger muestras del fondo marino en las áreas de sedimentos



Trineo fotogramétrico en la rampa del buque oceanográfico Vizconde de Eza

pecto irregular y que desembocan en la cuenca profunda que se localiza al sudeste de Mallorca y sur de Menorca. Algunos de estos valles tienen una cabecera con forma de anfiteatro donde se unen dos o más de ellos y se encuentran profundamente excavados en el escarpe. Estos barrancos y valles presentan mayoritariamente una orientación noroeste-sudeste, y muestran una dirección de drenaje perpendicular al escarpe. De la parte media y hacia el sur del escarpe del Emile Baudot, puede distinguirse en la base de este, un canal somero que fluye en dirección sudoeste, paralelo al escarpe y que se denomina surco del sudeste de Mallorca.

Huellas de escape de fluidos

Según la definición más aceptada, las huellas de escape de fluidos o *pockmarks*, son pequeños cráteres de formas circulares o elipsoidales de tamaño variable entre 30 y 40 m de diámetro y con una profundidad de 2 a 3 m. En el área de las islas Baleares, pueden distinguirse tres zonas principales de aparición:

- Canal de Ibiza

En esta zona las huellas de escape de fluidos suelen ser circulares con diámetros que varían entre 80 y 700 m y relieves que van de 2 a 55 m. Los cráteres aparecen concentrados en el área norte de una irregularidad del fondo marino que es perpendicular al eje del canal. Generalmente, las huellas están alineadas según una tendencia noreste-sudoeste. Otra característica destacada de este campo de *pockmarks* es la existencia de pequeñas y numerosas depresiones, de menos de 10 m de ancho y 5 de profundidad, que confieren a la zona aspecto de «piel de naranja».

- Zona este de Ibiza

Los cráteres aparecen en el área este de la plataforma de Ibiza-Formentera, y se localizan en la periferia del Mont de les Olives. Las huellas de escape de fluidos suelen aparecer como depresiones

de diámetro variable entre 150 y 500 m y relieves que van de 10 a 35 m, y que muestran una gran variedad de morfologías. Algunas de estas depresiones están alineadas y forman cadenas, mientras que otras aparecen como lineaciones que dan lugar a estrechos canalillos. Estos cráteres pueden presentar fondos planos o cónicos.

- Zona sur de Ibiza

En el área sudeste de la plataforma de Ibiza, puede apreciarse la presencia de un área con numerosas huellas de escape de fluidos que presentan morfologías normalmente circulares. Se pueden distinguir dos tipos principales: unos de menor tamaño, con un diámetro de 350 a 400 m y

con relieves variables entre 20 y 40 m, y otro tipo de menor tamaño, con diámetros variables entre 200 y 300 m y relieves de 3 a 12 m. Suelen aparecer aisladas o en grupos de dos o tres cráteres. No son tan numerosas como en las zonas anteriores y se encuentran asociadas a la existencia de deslizamientos submarinos.

Deslizamientos submarinos

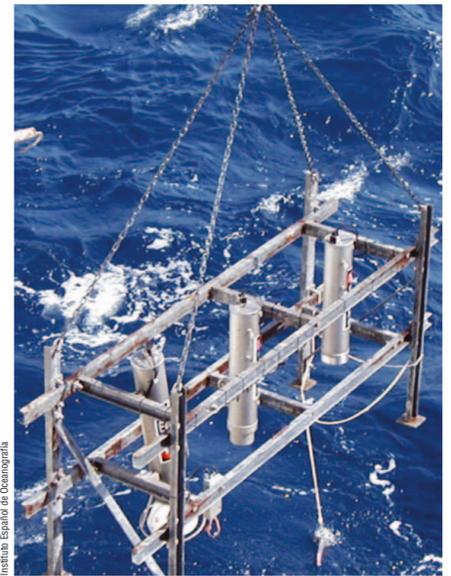
Los deslizamientos submarinos se encuentran presentes en amplias zonas del área submarina de las islas Baleares. Los más destacados se localizan al norte de la isla de Ibiza, al sudoeste de la isla de Mallorca y al sur de la plataforma de Ibiza-Formentera. En conjunto han sido identificados más de 14 deslizamientos que cubren un área de 2.313 km² y que representan el 6,3 por 100 de la superficie del promontorio balear. En casi todos ellos se pueden identificar con claridad el escarpe de cabecera, con relieves variables entre 35 y 100 m, algunos bloques deslizados y, en ocasiones, escarpes retrogradantes. Estos deslizamientos implican el removimiento de 1.306 km³ de sedimentos, que suponen numerosas áreas de inestabilidad en esta zona, lo que implica un riesgo potencial para las actividades que se realicen en el fondo marino, como son canalizaciones, tendido de cables, etcétera.

Fondos marinos del archipiélago canario

El archipiélago canario se localiza en el Atlántico nororiental en torno al paralelo 28° a una distancia de la costa africana comprendida entre los 100 km que median hasta Fuerteventura y Lanzarote y los 500 km que separan La Palma y El Hierro del litoral continental. El área que comprende los fondos de las islas se extiende desde los 27° N a 29° 30' N y de 11° 30' O a 18° O. Esta zona pertenece a un margen continental pasivo de tipo progradante que se constituye por sedimentos provenientes del continente africano y sedimentos hemipelágicos depositados antes y durante la formación de las islas. La edad del sustrato profundo aumenta de este a oeste desde 156 Ma. a 180 Ma. Las islas orientales, Fuerteventura y Lanzarote, se levantan sobre un fondo de unos 2.000 m de profundidad y corresponde a una zona de transición entre la corteza continental atenuada y la corteza oceánica, mientras que en el resto de las islas, pertenece a la corteza oceánica formada en el Jurásico y la profundidad es superior a 3.000 m.

La formación de las islas comenzó durante el Cretácico con un abombamiento del fondo debido, probablemente, al ascenso de la astenosfera que dio lugar a la elevación sobre la que reposan Fuerteventura y Lanzarote. Este suceso fue seguido de diversas erupciones volcánicas que se continuaron en el tiempo hasta nuestros días. Las erupciones más recientes ocurrieron en Tenerife, La Palma, Lanzarote y El Hierro, mientras que Gran Canaria, Fuerteventura y probablemente La Gomera tuvieron sus últimas erupciones en el Cuaternario.

La continua actividad volcánica y el hecho de encontrarse en un margen progradante, condicio-



Cámara submarina de gran profundidad

nan la fisiografía de los fondos del archipiélago, y son frecuentes las unidades morfológicas relacionadas con deslizamientos y flujos en masa del sedimento, desestabilizado por las erupciones y colapsos de los edificios volcánicos que han tenido lugar durante la formación del archipiélago.

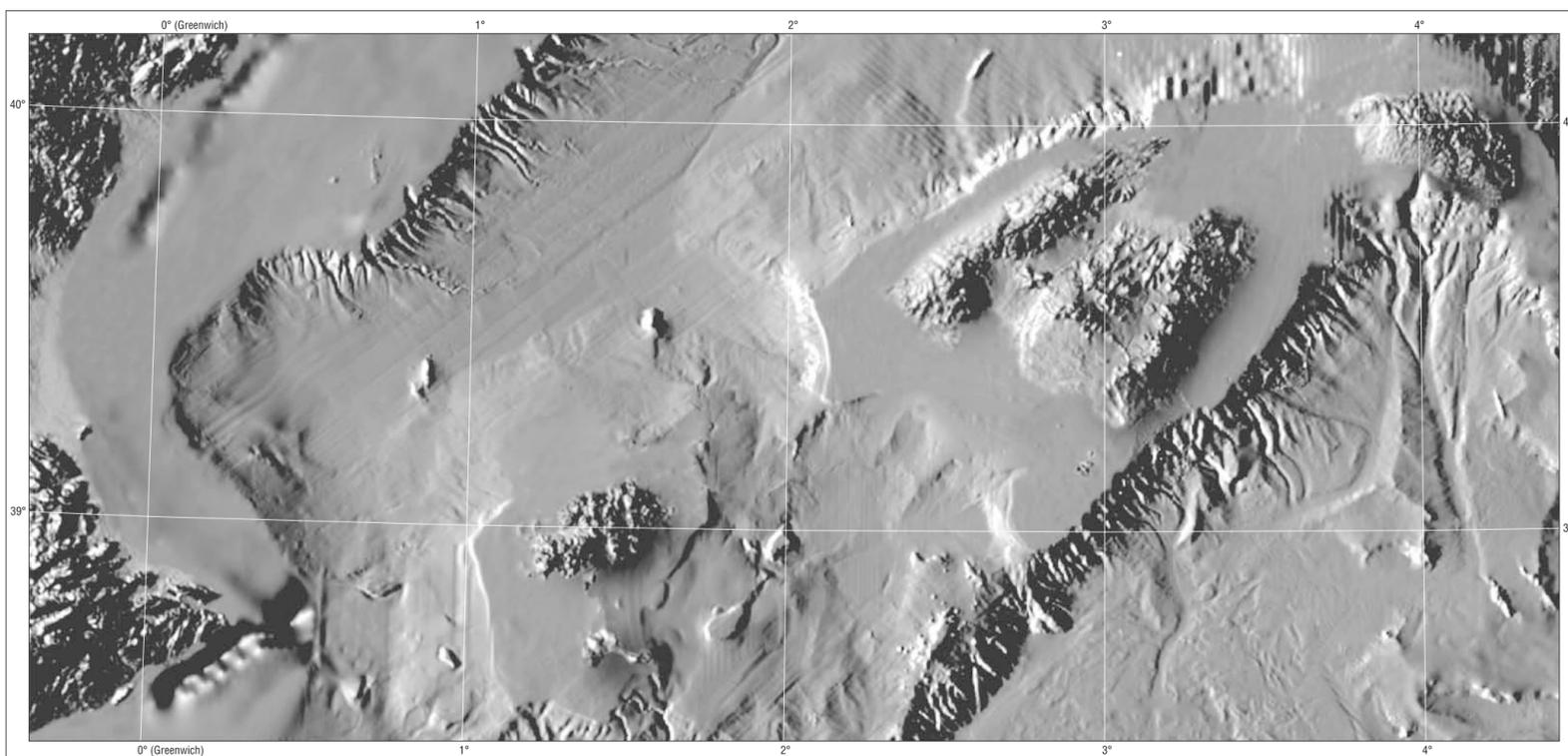
En el canal que separa Fuerteventura y Lanzarote del continente se hallan sedimentos pertenecientes a la época de formación del océano Atlántico. Sobre el fondo del canal aparecen elevaciones que no son debidas a intrusiones volcánicas, sino al desplazamiento hacia el este de las evaporitas presentes en los estratos sedimentarios y a la formación de domos salinos tras la elevación del fondo que dio lugar a las islas orientales.

Las entidades topográficas características de los márgenes insulares al oeste de estas islas han sido modeladas por deslizamientos del sedimento compuesto por materiales provenientes del continente antes de la irrupción volcánica, así como por deslizamientos posteriores que contienen bloques generados en las erupciones junto con sedimentos hemipelágicos depositados antes, y durante, los episodios orogénicos de la zona. Las corrientes de turbidez que discurren a través de las cicatrices de los deslizamientos y fallas aquí ocurridas forman un entramado de cañones que desembocan en la llanura abisal situada al noroeste. Así, al oeste de Lanzarote se halla una plataforma de relieve irregular y pendiente moderada que presenta un pronunciado escarpe en la zona más próxima a la línea de costa y acaba, en su extremo más profundo, en un campo de dunas. La rugosidad que se aprecia sobre esta superficie se debe a la existencia de pequeños volcanes que emergen del sedimento y están rodeados por hendiduras producidas por corrientes contouríticas sobre ese mismo sedimento. El escarpe y la plataforma descritos pueden deberse a un desplome masivo que afectó a toda esa gran extensión.

En el margen oeste de Fuerteventura se observan cicatrices de avalanchas y grandes bloques que podrían haberse visto arrastrados en estos deslizamientos. Más al sur se encuentra una serie de cañones que parten de las rasas de Amanay y el



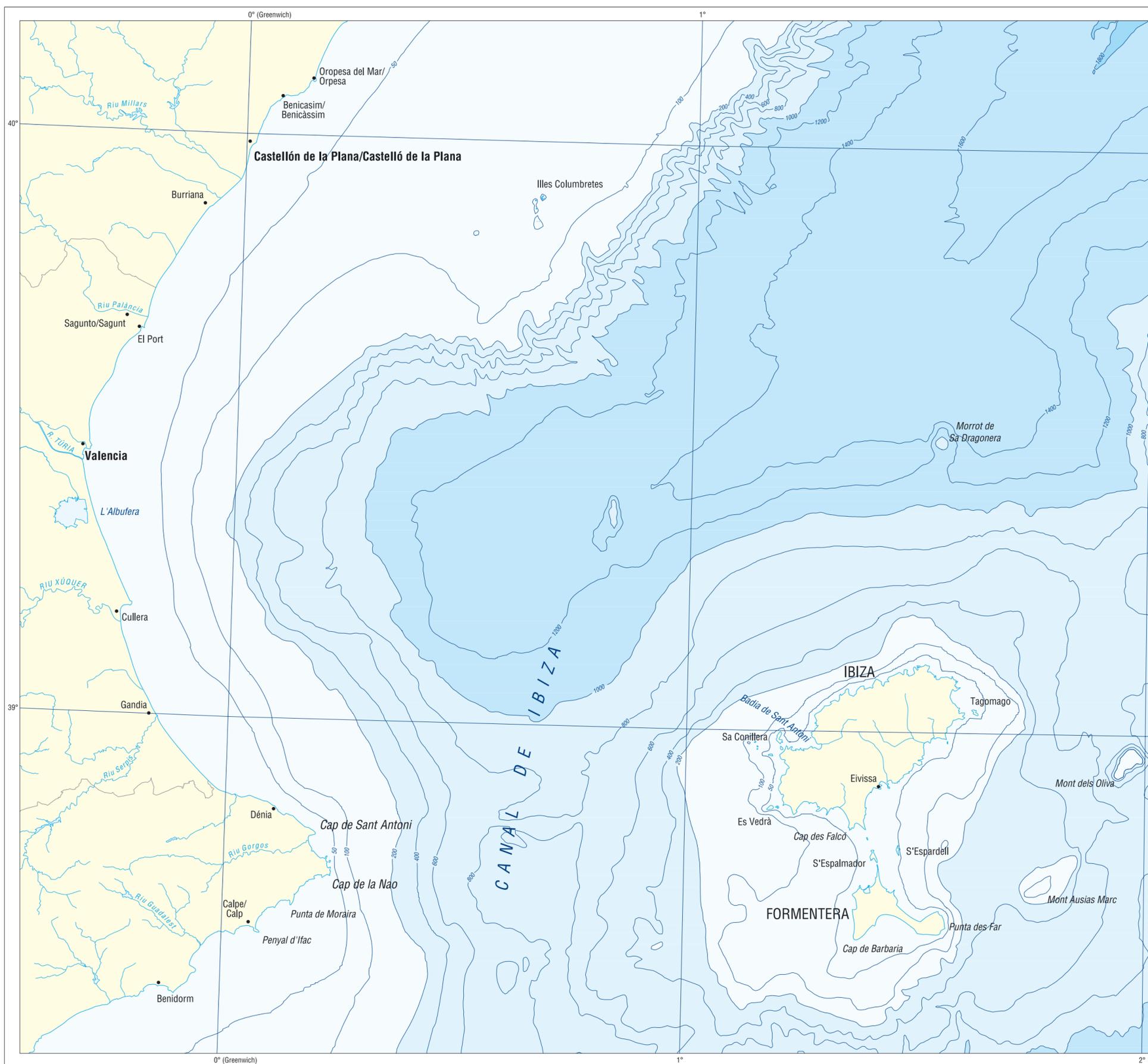
Fotografía submarina en el volcán de Enmedio



INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA



INSTITUTO HIDROGRÁFICO DE LA MARINA



PROGRAMA ZEE

El programa de «Investigación Oceanográfica-Hidrográfica» de la Zona Económica Exclusiva Española (ZEE), que desarrollan conjuntamente el Instituto Español de Oceanografía (IEO) y el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM), tiene como objetivo fundamental la adquisición de los datos oceanográficos relativos al mejor conocimiento de la ZEE, que es un área situada más allá del mar territorial y adyacente, y que se extiende 200 millas desde la costa. Se han llevado a cabo varias campañas oceanográficas de las que provienen los datos con los que se han realizado los diferentes mapas geofísicos, de los cuales el batimétrico del Archipiélago canario es el que se expone aquí.

FICHA TÉCNICA DEL LEVANTAMIENTO

AÑOS: 1995 - 1997 y 2000
 BUQUES OCEANOGRÁFICOS: *Hespérides*, *Tofiño* y *Cornide de Saavedra*
 INSTRUMENTACIÓN:

Ecosondas multihaz y monohaz con unidad de referencia de movimiento. Sondas reducidas por refracción a partir de datos de temperatura, XBT y salinidad en superficie. Sistema de posicionamiento GPS con correcciones diferenciales y estación de referencia en tierra de la armada española.

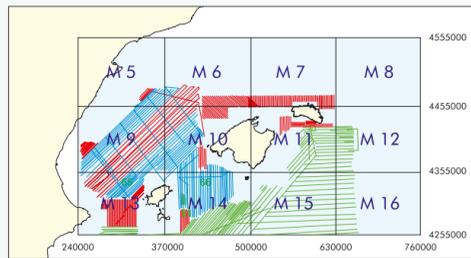
ADQUISICIÓN, PROCESO Y EDICIÓN DE DATOS

La adquisición de los datos se realizó a bordo con el programa MERMAID, tras proceder a las correspondientes pruebas de calibración de cabeceo, balanceo y altura. La edición para eliminar los datos espúreos, tanto de posición como de profundidad, se ejecutó mediante el programa NEPTUNE. El análisis estadístico de los datos se llevó a cabo mediante la aplicación de normas basadas en la eliminación de aquellos datos que exceden dos veces la desviación estándar. Después de este paso, los datos siguen un proceso de cálculo en malla y se usa un algoritmo de interpolación parabólica con búsqueda espiral con un radio de 25 m, para generar un modelo digital del terreno con una malla regular de 200 x 200 m. Finalmente, el MDT se representa como un mapa de isóbatas. Todo el proceso cumple o supera los estándares de la Oficina Hidrográfica Internacional para levantamientos hidrográficos con ecosonda multihaz (*Special Publication #44*, 4 Ed.).

INFORMACIÓN

Grupo de Trabajo ZEE (2001): Mapa batimétrico del mar Balear y golfo de Valencia, Mediterráneo occidental. Zona Económica Exclusiva Española. Ed: Instituto Español de Oceanografía. Ministerio de Ciencia y Tecnología.

DISTRIBUCIÓN DE HOJAS E ITINERARIOS REALIZADOS



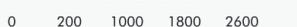
□ Hojas del mapa de la ZEE. Escala 1:200.000
 — ZEE 1995 — ZEE 1997
 — ZEE 1996 — ZEBA 2000

0 10 20 30 40 km

Escala aproximada 1:650.000

DATUM WGS84
 Proyección UTM. Huso 31

BATIMETRÍA

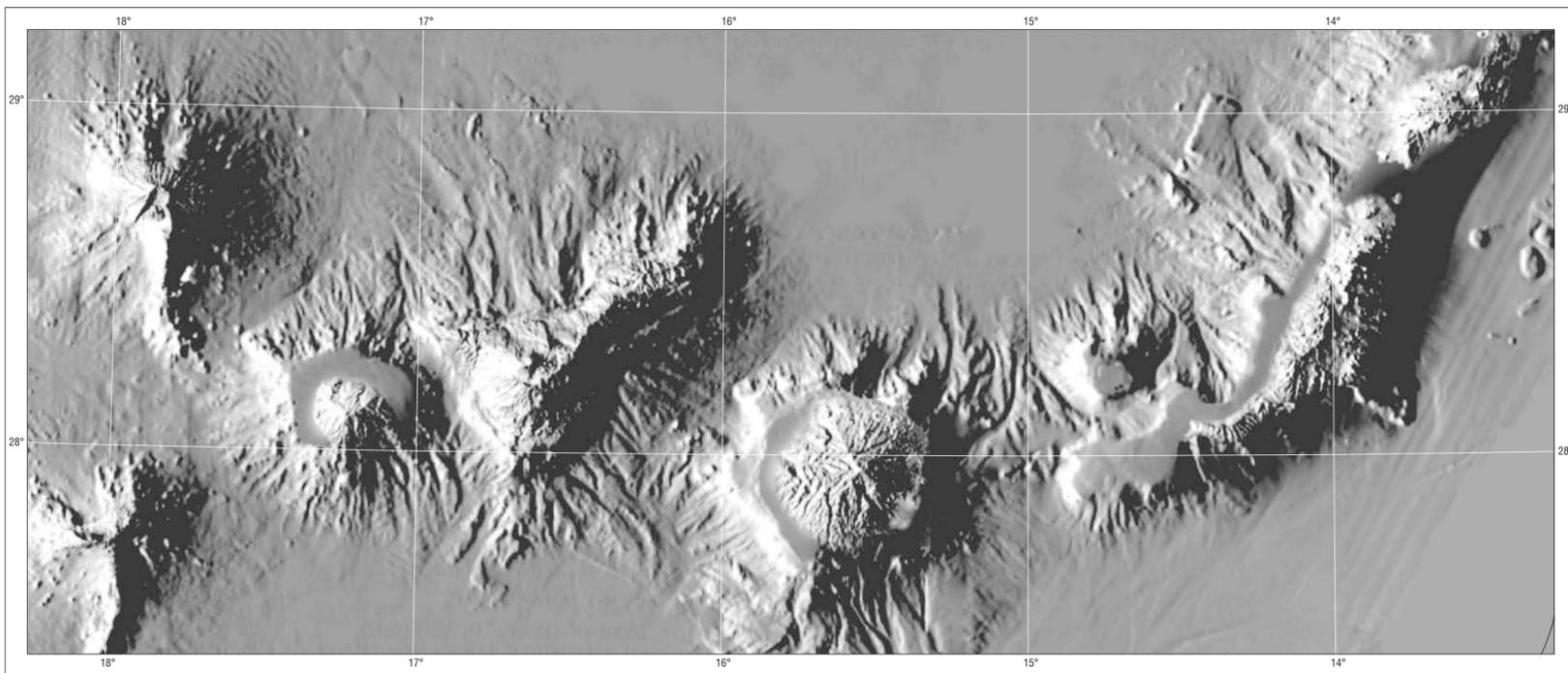


Profundidad en metros

Banquete. La superficie plana de estos bajos se debe a la erosión subaérea que sufrieron en otro tiempo. Los materiales erosionados formaron los cañones de sección cuadrada y en V que pueden observarse, y favorecieron la posterior generación de corrientes turbidíticas responsables del valle meandriforme y los canales distributarios que recorren las crestas de los lóbulos sedimentarios.

Entre el banco de el Banquete y la isla de Gran Canaria se encuentra una falda formada por los sedimentos hemipelágicos que las corrientes profundas depositaron entre las dos islas y que progresa sobre el abanico sedimentario que Gran Canaria vierte hacia el sudeste, y limita al este con dos elevaciones, probablemente de origen volcánico, adosadas al banco de el Banquete. En esta zona destacan también, dos cañones submarinos que desde la costa este de Gran Canaria vierten hacia el norte. Son la continuación sumergida de los barrancos de Guinguada y de Silva. Estos cañones han sido afectados por avalanchas y deslizamientos producidos por episodios volcánicos de la isla, del tipo del colapso del Roque Nublo, a los que han sucedido corrientes turbidíticas que han modelado su forma actual. En la costa norte destaca el valle que se extiende desde Gáldar a La Isleta, y que corresponde a la continuación del barranco de Azuaje. Este valle presenta un fuerte escarpe cerca de la costa y que corresponde a la





INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA



INSTITUTO HIDROGRÁFICO DE LA MARINA

cicatriz de una gran avalancha que se extiende en forma de un lóbulo hasta una profundidad de más de 3.200 m. En el noroeste de la isla se encuentra un gran bloque que posiblemente pertenezca al desplome que se produjo en esa zona durante la formación de la caldera de Tejeda. Más al sur, frente a La Aldea de San Nicolás aparecen las huellas de un colapso subaéreo y submarino del flanco noroeste de Gran Canaria. En el sudoeste aparece un sistema de valle en forma de V que se extiende hasta una profundidad de 3.000 m, mientras que al sur, destaca un gran abanico centrado en el barranco de Arguineguín y

que está surcado por cañones que son la continuación de los barrancos existentes desde Mogán a Fataga.

La pendiente del margen este de La Gomera presenta una marcada rugosidad debida a la existencia de bloques que forman los derrubios de una avalancha. Así mismo, en el norte de la isla aparecen derrubios de avalanchas iniciadas en la plataforma insular, pues no se aprecian en la parte emergida de la isla. Al noroeste se observa una cordillera sumergida, perpendicular a la línea de costa, sobre la que existe asociada una cadena de conos que son reflejo

de la actividad magmática a lo largo de la elevación. Siguiendo hacia el oeste, existen derrubios al noroeste y oeste de la isla, cubiertos en su zona distal por la avalancha de Santa Cruz y que se originó en la isla de La Palma.

Mientras que en las islas más antiguas, cuyos fondos se acaban de describir, los deslizamientos producidos por el colapso de los edificios volcánicos han sido enmascarados por sucesos acaecidos posteriormente, en las islas más jóvenes -Tenerife, La Palma y El Hierro- pueden ser seguidos mar a dentro durante decenas de kilómetros. En el norte de

Tenerife se distinguen de oeste a este cinco unidades de avalancha del sedimento: Roque de García es la que presenta una mayor longitud, llega más al norte de la costa septentrional de la isla de La Palma y se solapa sobre el derrame de Icod, en su lado este. Su cicatriz se encuentra emergida al igual que en el deslizamiento de Tigaiga, de menores dimensiones, y el de la Orotava, que posee la mayor superficie de las cinco, y que linda al oeste con las avalanchas de Icod y Tigaiga y al este con la de Anaga. La unidad de Anaga presenta también bloques en sus derrubios arrastrados por la avalancha que la originó. Al sud-



FICHA TÉCNICA DEL LEVANTAMIENTO

AÑOS: 1998 – 2002

BUQUES OCEANOGRÁFICOS: *Hespérides* y *Vizconde de Eza*

INSTRUMENTACIÓN:

Ecosondas multihaz con unidad de referencia de movimiento. Sondas reducidas por refracción a partir de datos de temperatura, XBT y salinidad en superficie en el BIO Hespérides y por lecturas de velocidad del sonido en el agua en el B/O Vizconde de Eza. Sistema de posicionamiento GPS con correcciones diferenciales y estación de referencia en tierra de la Armada Española.

ADQUISICIÓN, PROCESADO Y EDICIÓN DE DATOS

La adquisición de los datos se realizó a bordo con el programa MERMAID, tras llevar a cabo las correspondientes pruebas de calibración de cabeceo, balanceo y altura.

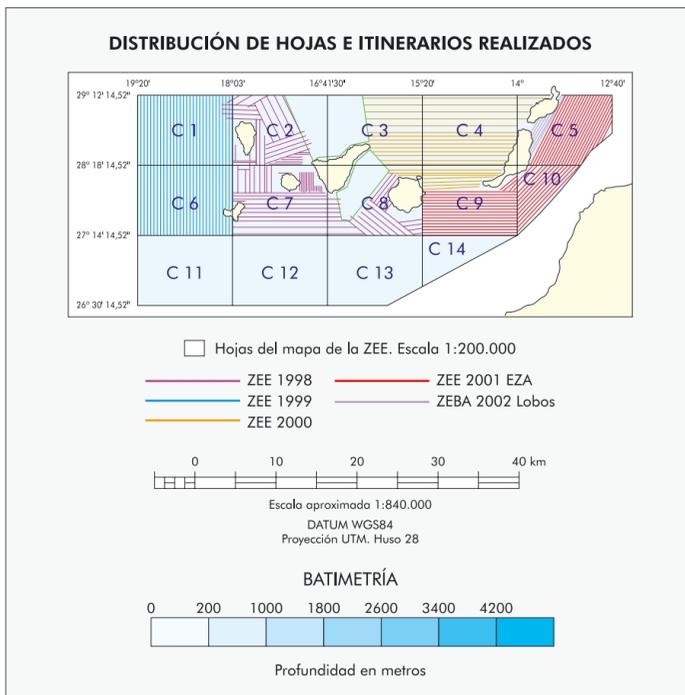
La edición para eliminar los datos espúreos, tanto de posición como de profundidad, ejecutó

mediante el programa NEPTUNE. El análisis estadístico de los datos se efectuó mediante la aplicación de normas basadas en la eliminación de aquellos datos que exceden dos veces la desviación estándar. Después de este paso, los datos siguen un proceso de cálculo en malla y se utiliza un algoritmo de interpolación parabólica con búsqueda espiral con un radio de 50 m, para generar un modelo digital del terreno con una malla regular de 200 x 200 m. Finalmente, el MDT se representa como un mapa de isóbatas con un intervalo entre líneas de 100 m e intervalo de colores de 200 m.

Todo el proceso cumple o supera los estándares de la Oficina Hidrográfica Internacional para levantamientos hidrográficos con ecosonda multihaz (*Special Publication #44, 4 Ed.*).

INFORMACIÓN

Grupo de Trabajo ZEE (en prensa): Mapa batimétrico del archipiélago canario. Zona Económica Exclusiva Española. Ed: Instituto Español de Oceanografía. Ministerio de Ciencia y Tecnología.



encuentra definido por una cadena de tres conos volcánicos.

En el margen occidental de la isla encontramos la unidad de playa de la Veta, que al igual que la de Santa Cruz, no tiene visible la zona de fractura o cicatriz de origen de la avalancha. Sobre los derrubios de playa de la Veta se extienden los de cumbre Nueva. Esta avalancha debió producirse después de las erupciones que cubrieron la cicatriz de playa de la Veta, pues la fractura del terreno que originó esta avalancha es visible y se encuentra situada en tierra.

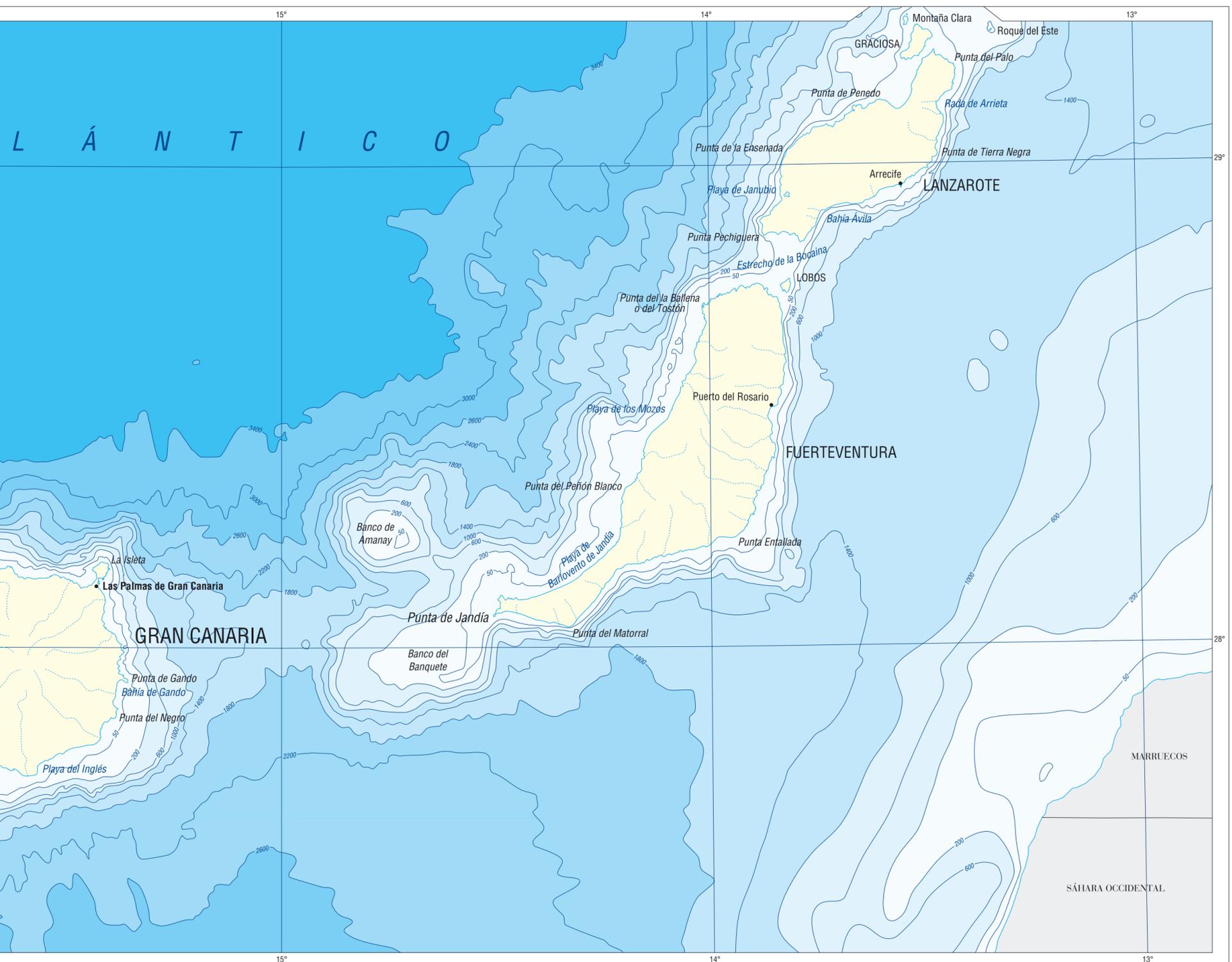
El Hierro es la isla más joven del archipiélago. Presenta la forma trilobulada típica de las elevaciones de tres brazos apreciable también en Tenerife, y esta estructura es la que determina la morfología de sus fondos, pues divide en tres espacios los derrames sedimentarios que tuvieron lugar durante su formación reciente. En el sector sudeste se encuentran los derrubios de las avalanchas las Playas I y las Playas II; esta última, de menor dimensión, descansa sobre la primera sin llegar a alcanzar su lóbulo, el borde del abanico de las Playas I. En el sector sudoeste se encuentra la avalancha del Julan, surcada por un canal de bajo perfil que contiene un campo de dunas de 6 m de altura media de cresta. El lóbulo del Julan llega hasta el depósito sedimentario de El Hierro, que también cubre más al norte la avalancha del Golfo, situada en el sector septentrional. Los derrubios del Golfo, los más extensos de El Hierro, se extienden a través de la llanura abisal y llegan a cubrir el depósito sedimentario de Canarias al noroeste de la isla. Los depósitos sedimentarios de La Palma presentan elevaciones de 25-50 m, son circulares y en forma de riñón, y están rodeados por relieves negativos que pueden deberse a la presencia de gases que favorecen la existencia de organismos quimiotrofos responsables de la acreción de carbonato cálcico que dio lugar a estas estructuras, de la misma forma que ha sido descrito en el oeste y noroeste de Australia.

este, se encuentra la unidad de Güimar que se extiende hacia el oeste hasta Gran Canaria y hacia el norte a través de la llanura abisal, y queda constreñida al sur por una cadena de volcanes asociada a la formación de la isla de Tenerife. Esta cadena de volcanes discurre entre Tenerife y Gran Canaria en dirección sudeste y a ella pertenece el volcán de Enmedio edificio volcánico descubierto recientemente por el IEO. En el margen meridional de la costa tinerfeña se extiende una serie de cañones modelados por corrientes turbidíficas donde los deslizamientos no son tan frecuentes ni alcanzan las mis-

mas dimensiones. Tan solo se observan tres avalanchas, todas ellas originadas por la rotura del terreno en una zona distal del talud insular y que afectan a un reducido volumen de materiales.

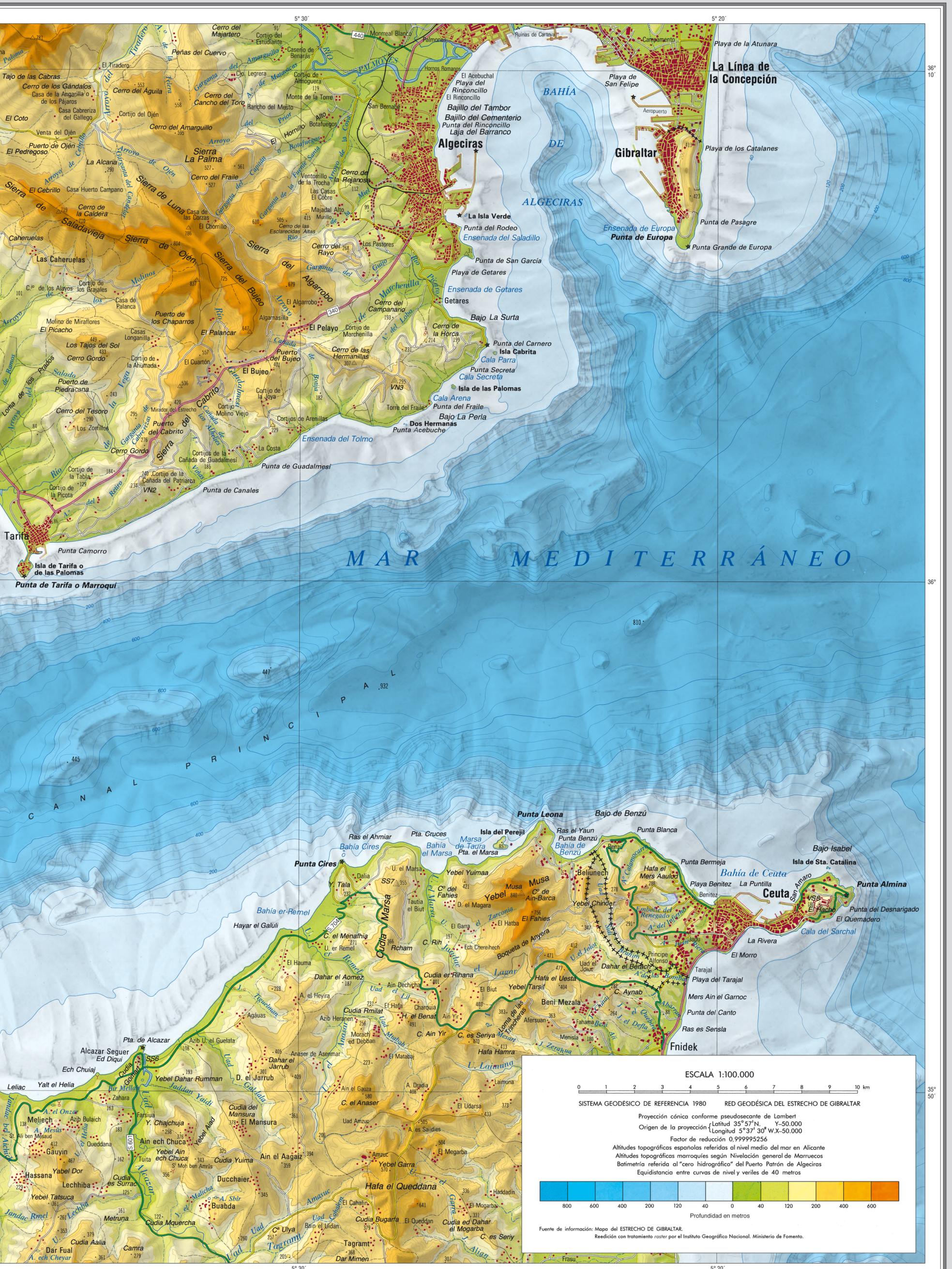
La isla de La Palma se encuentra rodeada desde el este al sudoeste por un depósito sedimentario que cubre los fondos del norte y el oeste hasta una distancia de la costa de más de 60 km y llega a una profundidad de 4.500 m. En esta zona existe un campo de dunas sumergido cuyas crestas disminuyen conforme aumenta la profundidad, con una altura media de 21 m y una longitud de onda de 1,2 km. El origen

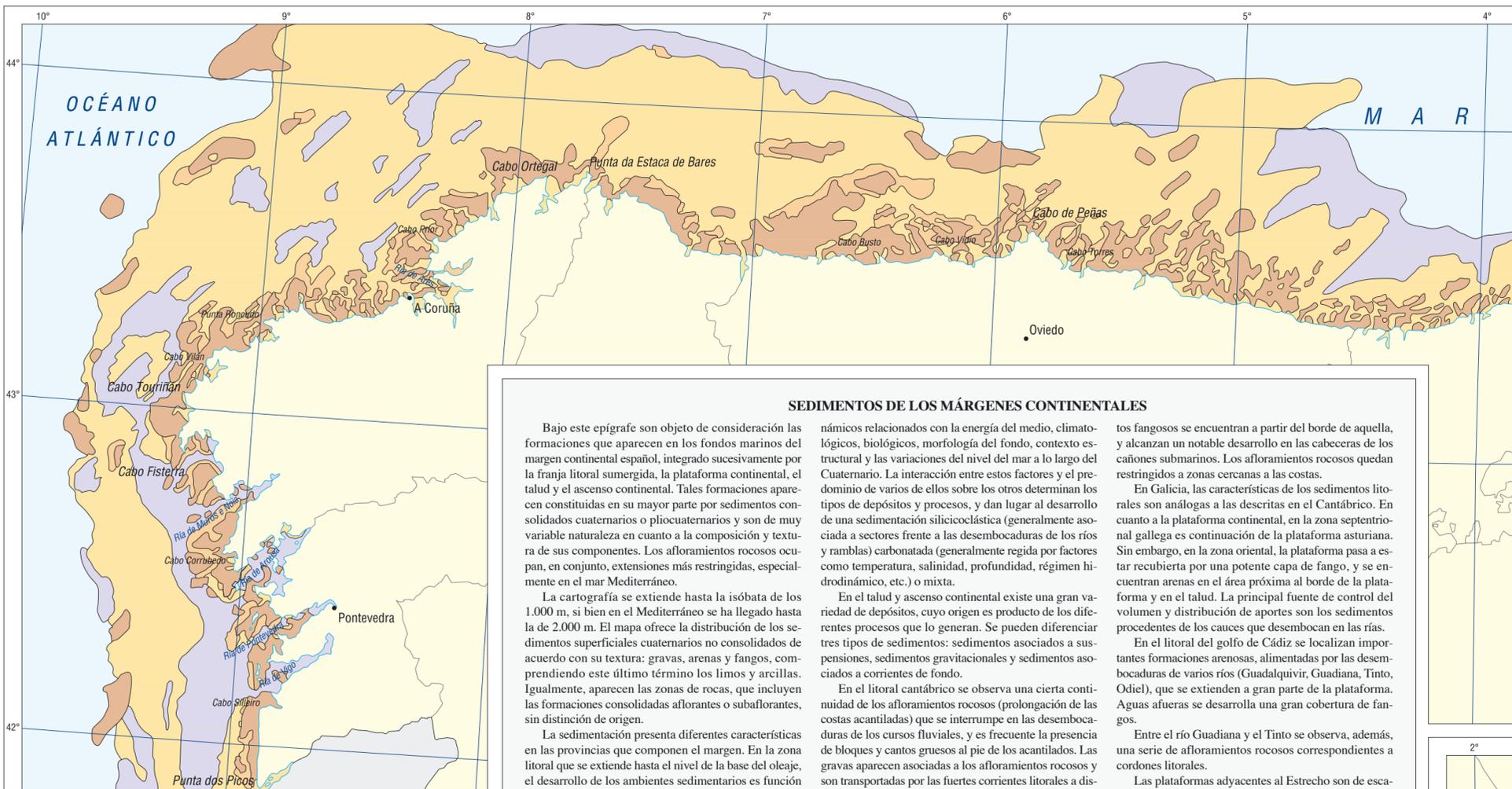
de estas ondas sedimentarias, aún controvertido, puede deberse a corrientes de turbidez o a corrientes de fondo propias de la circulación oceánica actual o pasada. Sobre este depósito sedimentario destacan dos grandes unidades de derrubios de avalancha que cubren los márgenes este y oeste de la isla. La situada en el margen oriental, que presenta forma de abanico y recibe el nombre de Santa Cruz, se divide en tres subunidades. Entre las subunidades norte y central la diferencia estriba en la mayor concentración de bloques exóticos que presenta la primera, mientras el contacto entre la subunidad central y la del sur se





BATIMETRÍA Y RELIEVE DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR





SEDIMENTOS DE LOS MÁRGENES CONTINENTALES

Bajo este epígrafe son objeto de consideración las formaciones que aparecen en los fondos marinos del margen continental español, integrado sucesivamente por la franja litoral sumergida, la plataforma continental, el talud y el ascenso continental. Tales formaciones aparecen constituidas en su mayor parte por sedimentos consolidados cuaternarios o pliocuaternarios y son de muy variable naturaleza en cuanto a la composición y textura de sus componentes. Los afloramientos rocosos ocupan, en conjunto, extensiones más restringidas, especialmente en el mar Mediterráneo.

La cartografía se extiende hasta la isóbata de los 1.000 m, si bien en el Mediterráneo se ha llegado hasta la de 2.000 m. El mapa ofrece la distribución de los sedimentos superficiales cuaternarios no consolidados de acuerdo con su textura: gravas, arenas y fangos, comprendiendo este último término los limos y arcillas. Igualmente, aparecen las zonas de rocas, que incluyen las formaciones consolidadas aflorantes o subaflorantes, sin distinción de origen.

La sedimentación presenta diferentes características en las provincias que componen el margen. En la zona litoral que se extiende hasta el nivel de la base del oleaje, el desarrollo de los ambientes sedimentarios es función de numerosos parámetros como son la relación entre los aportes terrígenos, régimen mareal, exposición al oleaje, características de las corrientes, clima y tectónica. Esta diversidad de factores trae como consecuencia la aparición de una gran variedad genética y de texturas de sedimentos. Generalmente, en el litoral predominan las facies terrígenas, con un desarrollo restringido de facies carbonatadas.

En la plataforma continental, la sedimentación está regida por un conjunto de factores, como son factores di-

námicos relacionados con la energía del medio, climatológicos, biológicos, morfología del fondo, contexto estructural y las variaciones del nivel del mar a lo largo del Cuaternario. La interacción entre estos factores y el predominio de varios de ellos sobre los otros determinan los tipos de depósitos y procesos, y dan lugar al desarrollo de una sedimentación silicoclástica (generalmente asociada a sectores frente a las desembocaduras de los ríos y ramblas) carbonatada (generalmente regida por factores como temperatura, salinidad, profundidad, régimen hidrodinámico, etc.) o mixta.

En el talud y ascenso continental existe una gran variedad de depósitos, cuyo origen es producto de los diferentes procesos que lo generan. Se pueden diferenciar tres tipos de sedimentos: sedimentos asociados a suspensiones, sedimentos gravitacionales y sedimentos asociados a corrientes de fondo.

En el litoral cantábrico se observa una cierta continuidad de los afloramientos rocosos (prolongación de las costas acantiladas) que se interrumpe en las desembocaduras de los cursos fluviales, y es frecuente la presencia de bloques y cantos gruesos al pie de los acantilados. Las gravas aparecen asociadas a los afloramientos rocosos y son transportadas por las fuertes corrientes litorales a distintas zonas; en otros casos corresponden a depósitos bioclásticos. Las arenas proceden de los aportes fluviales, de la abrasión de las costas acantiladas y afloramientos de rocas submarinas. Las arenas de origen biogénico son escasas. Los limos y arcillas se circunscriben a zonas muy concretas, como ocurre en las rías, desembocadura de ríos importantes, estuarios, golfos y en ciertas áreas donde la dinámica litoral es prácticamente inexistente.

La plataforma continental aparece cubierta principalmente por depósitos arenosos, mientras los sedimen-

tos fangosos se encuentran a partir del borde de aquella, y alcanzan un notable desarrollo en las cabeceras de los cañones submarinos. Los afloramientos rocosos quedan restringidos a zonas cercanas a las costas.

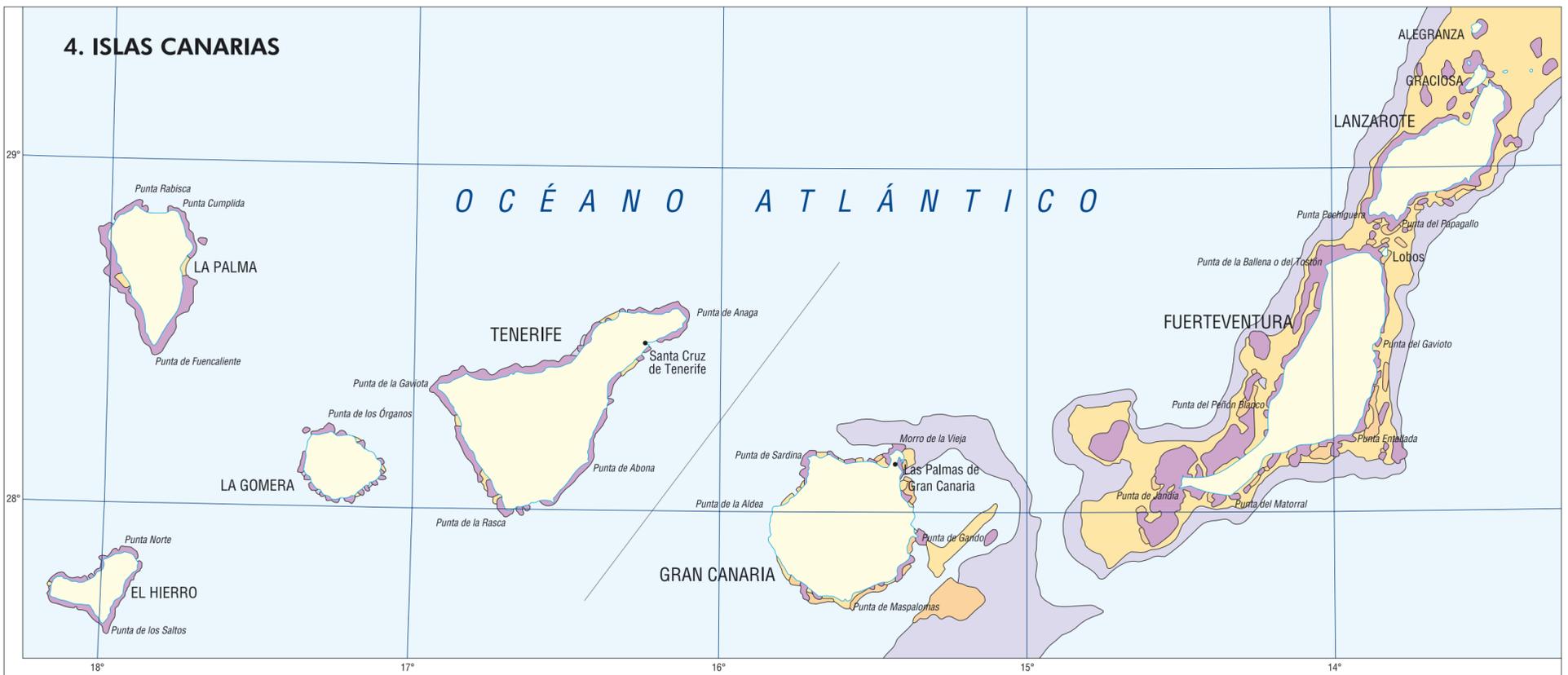
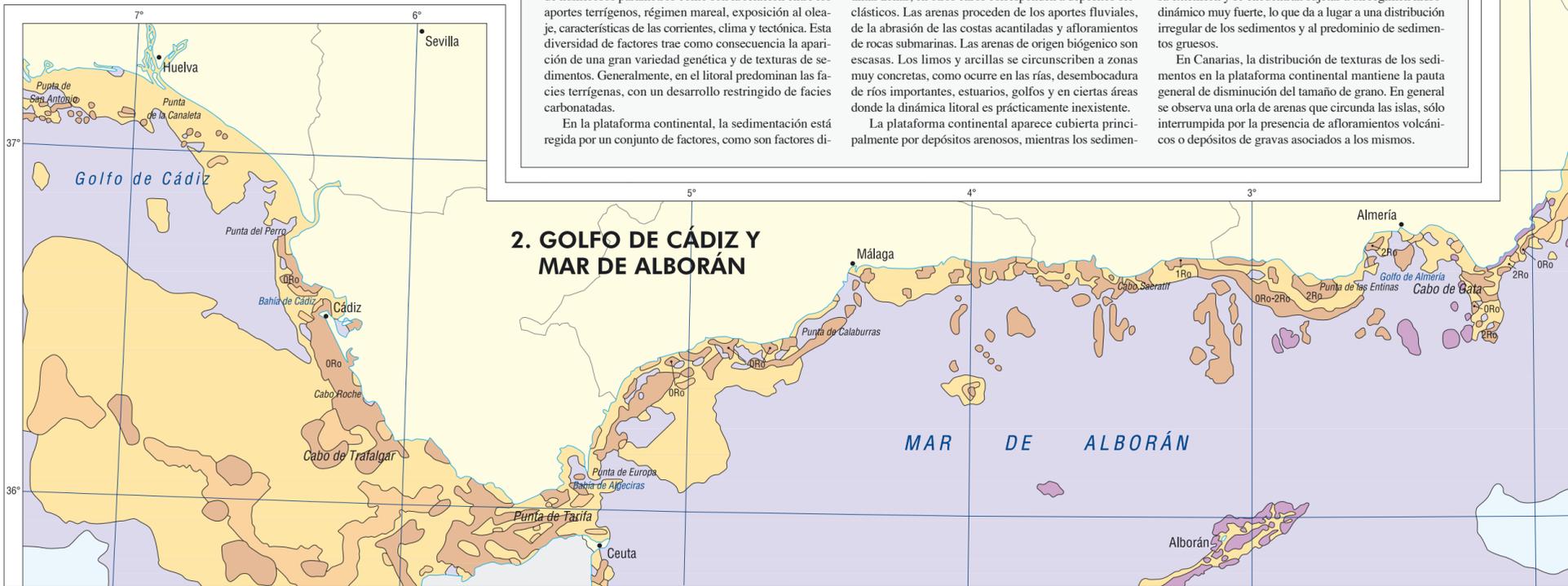
En Galicia, las características de los sedimentos litorales son análogas a las descritas en el Cantábrico. En cuanto a la plataforma continental, en la zona septentrional gallega es continuación de la plataforma asturiana. Sin embargo, en la zona oriental, la plataforma pasa a estar recubierta por una potente capa de fango, y se encuentran arenas en el área próxima al borde de la plataforma y en el talud. La principal fuente de control del volumen y distribución de aportes son los sedimentos procedentes de los cauces que desembocan en las rías.

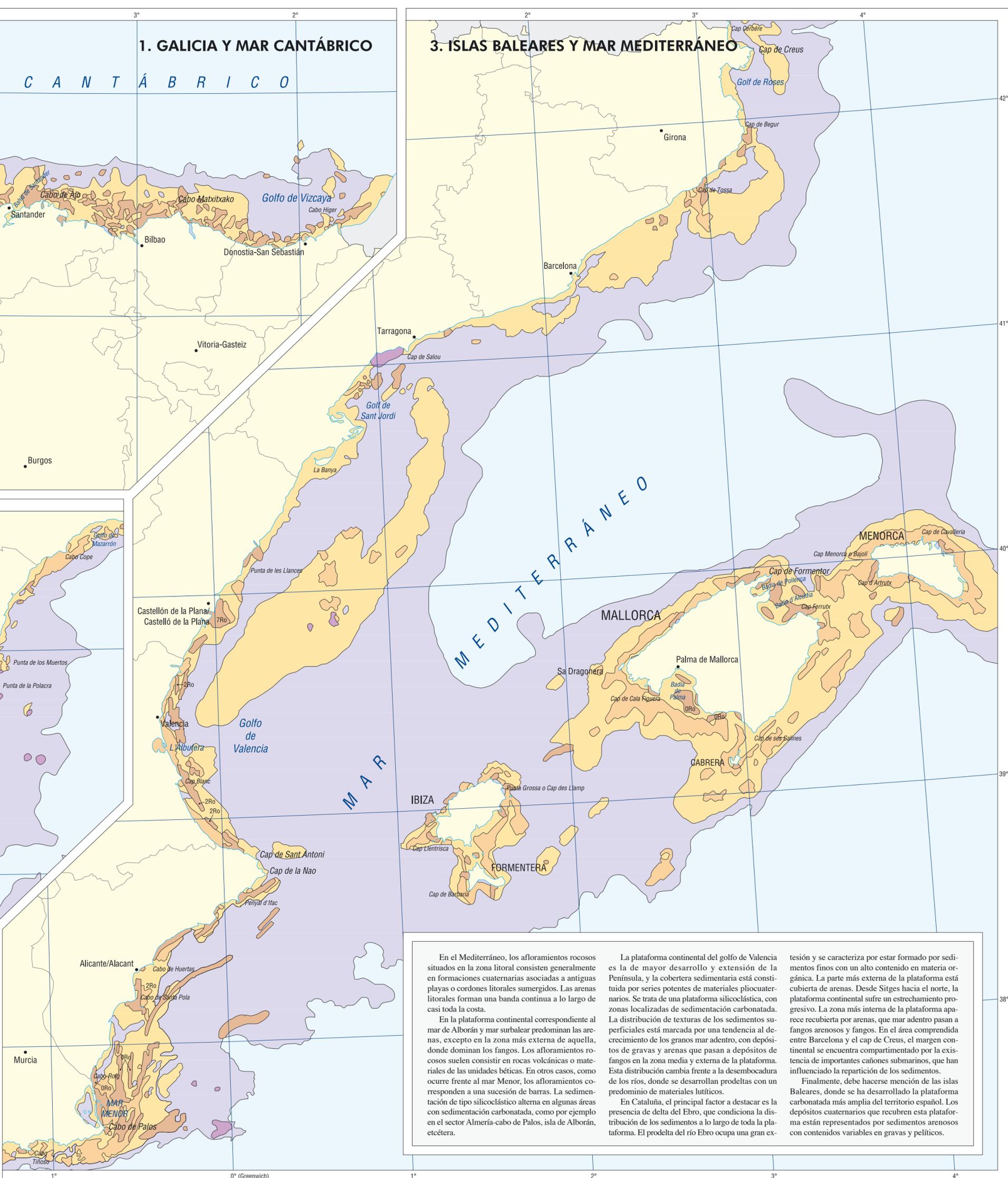
En el litoral del golfo de Cádiz se localizan importantes formaciones arenosas, alimentadas por las desembocaduras de varios ríos (Guadalquivir, Guadiana, Tinto, Odiel), que se extienden a gran parte de la plataforma. Aguas afueras se desarrolla una gran cobertura de fangos.

Entre el río Guadiana y el Tinto se observa, además, una serie de afloramientos rocosos correspondientes a cordones litorales.

Las plataformas adyacentes al Estrecho son de escasa extensión y se encuentran sujetas a un régimen hidrodinámico muy fuerte, lo que da a lugar a una distribución irregular de los sedimentos y al predominio de sedimentos gruesos.

En Canarias, la distribución de texturas de los sedimentos en la plataforma continental mantiene la pauta general de disminución del tamaño de grano. En general se observa una orla de arenas que circunda las islas, sólo interrumpida por la presencia de afloramientos volcánicos o depósitos de gravas asociados a los mismos.





En el Mediterráneo, los afloramientos rocosos situados en la zona litoral consisten generalmente en formaciones cuaternarias asociadas a antiguas playas o cordones litorales sumergidos. Las arenas litorales forman una banda continua a lo largo de casi toda la costa.

En la plataforma continental correspondiente al mar de Alborán y mar surbalear predominan las arenas, excepto en la zona más externa de aquella, donde dominan los fangos. Los afloramientos rocosos suelen consistir en rocas volcánicas o materiales de las unidades béticas. En otros casos, como ocurre frente al mar Menor, los afloramientos corresponden a una sucesión de barras. La sedimentación de tipo silicoclástico alterna en algunas áreas con sedimentación carbonatada, como por ejemplo en el sector Almería-cabo de Palos, isla de Alborán, etcétera.

La plataforma continental del golfo de Valencia es la de mayor desarrollo y extensión de la Península, y la cobertura sedimentaria está constituida por series potentes de materiales pliocuaternarios. Se trata de una plataforma silicoclástica, con zonas localizadas de sedimentación carbonatada. La distribución de texturas de los sedimentos superficiales está marcada por una tendencia al decrecimiento de los granos mar adentro, con depósitos de gravas y arenas que pasan a depósitos de fangos en la zona media y externa de la plataforma. Esta distribución cambia frente a la desembocadura de los ríos, donde se desarrollan prodeltas con predominio de materiales lútficos.

En Cataluña, el principal factor a destacar es la presencia de delta del Ebro, que condiciona la distribución de los sedimentos a lo largo de toda la plataforma. El prodelta del río Ebro ocupa una gran extensión y se caracteriza por estar formado por sedimentos finos con un alto contenido en materia orgánica. La parte más externa de la plataforma está cubierta de arenas. Desde Sitges hacia el norte, la plataforma continental sufre un estrechamiento progresivo. La zona más interna de la plataforma aparece recubierta por arenas, que mar adentro pasan a fangos arenosos y fangos. En el área comprendida entre Barcelona y el cap de Creus, el margen continental se encuentra compartimentado por la existencia de importantes cañones submarinos, que han influenciado la repartición de los sedimentos.

Finalmente, debe hacerse mención de las islas Baleares, donde se ha desarrollado la plataforma carbonatada más amplia del territorio español. Los depósitos cuaternarios que recubren esta plataforma están representados por sedimentos arenosos con contenidos variables en gravas y pelíticos.

DEPÓSITOS DEL FONDO MARINO

EDAD ORIGEN	PLIO- PLEISTOCENO	CUATERNARIO	PLEISTOCENO	PLEISTOCENO INFERIOR	PLEISTOCENO INF. o MED.	PLEISTOCENO MEDIO	PLEISTOCENO MED. o SUP.	PLEISTOCENO SUPERIOR	PLEISTOCENO SUP. o HOLOC.	HOLOCENO
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
ROCA	0Ro	1Ro	2Ro	3Ro		5Ro		7Ro		9Ro



GRÁFICO DE SECCIONES



ESCALA 1:1.500.000



Fuente de información: Instituto Geológico y Minero de España. Ministerio de Ciencia y Tecnología. 2003



4. Barreiros (Lugo)
La ría de Foz es un entorno peculiar y muy visitado



5. Fisterra (A Coruña)



6. Vigo (Pontevedra)
Parque Nacional de las Islas Atlánticas de Galicia a la entrada de la ría de Vigo

OCEANO ATLANTICO



TURISMA

21. Maspalomas (Las Palmas)
Estas dunas de Maspalomas son una rara y valiosa formación geológica en Gran Canaria



22. El Hierro (Santa Cruz de Tenerife)
Vista desde el mirador de Isora



23. Yaiza (Las Palmas)
Típicos acantilados volcánicos de las Islas Canarias



3. Gozón (Asturias)
Lo característico de la costa asturiana son sus acantilados

LAS COSTAS ESPAÑOLAS

Las costas españolas, al estar bañadas por dos mares, presentan distintas características, además de las propias debidas a sus génesis, íntimamente relacionadas con los movimientos orogénicos y con los procesos de erosión posteriores.

En la costa atlántica se distinguen tres secciones diferentes: la cantábrica, la gallega y la meridional.

El tipo de costa del litoral cantábrico es longitudinal, de forma acantilada y escasos pliegues y presenta un rápido hundimiento en el mar. Paralelamente a la línea de costa se observa un escalonamiento de altitudes del relieve, que corresponde a niveles de abrasión marina elevados, hasta unos 300 m, con una anchura de cinco kilómetros y un descenso de este a oeste que desaparece en el contacto con Galicia. Estas formaciones son conocidas con el nombre de «rasas» y corresponden a superficies planas horizontales o ligeramente inclinadas hacia el mar, originadas durante el Cuaternario, y que terminan al pie de los antiguos acantilados muertos del interior. Los más antiguos han sido afectados por efectos erosivos recientes y en ellos se excavan los valles actuales.

La antigua estructura herciniana, en dirección N-S, se pone de manifiesto en las costas asturianas al haberse producido una alternancia de pizarras (en cuyo lugar se encajan los valles) y rocas duras como las cuarcitas que, en el litoral, dan lugar a salientes, en tanto las primeras originan entrantes costeros que albergan las rías, de escasa longitud, estrechas y embudiformes. En el conjunto se pone de manifiesto el dominio de los acantilados, que alcanzan los 40-50 m de altura. Las playas son poco frecuentes, aunque algunas alcanzan una extensión considerable (Laredo, San Vicente de la Barquera, Salinas, etc.). Su equilibrio queda condicionado por el entorno, al que puede afectar cualquier alteración del medio.

La costa gallega, desde la punta da Estaca de Bares hasta la frontera portuguesa, se caracteriza por la presencia de rías en las que queda sumergido bajo el mar un relieve montañoso de escasa altura, sobre el que se encaja una red fluvial de fuerte pendiente (Tambre, Ulla, Xallas, Eume, Miño) que forma ensenadas profundas, sinuosas y recortadas. Las rocas endógenas, en las que predominan los granitos, han originado mediante su alteración una morfología variada en la que los acantilados se articulan con las playas, las costas bajas con las zonas de esteros, marismas y depósitos de dunas, originando parajes adecuados para el establecimiento de pequeños puertos pesqueros.

La costa atlántica meridional se extiende desde la frontera con Portugal hasta el estrecho de Gibraltar, a lo largo de casi 300 km. Presenta un relieve de amplios valles y llanuras con una costa baja en la que dominan las playas. Su origen es debido a la colmatación de la depresión del Guadalquivir, ocupada por terrenos miocénicos y pliocénicos marinos, depositados en un antiguo golfo rellenado por los sedimentos finos de estos periodos de finales del Terciario. En casi todo su frente costero se desarrolla un cordón de arenas que, en ocasiones, alcanza alturas considerables y se extiende tierra

adentro y en otras, forman dunas de gran extensión. Las actuales desembocaduras de los ríos Tinto, Odiel y Guadalquivir son un buen ejemplo de estuarios, con amplias zonas de marismas en las que el proceso de formación de deltas es muy lento debido a la intensidad de las corrientes marinas.

La costa mediterránea presenta características distintas. En el sector bético, así denominado por estar condicionado por los relieves rocosos de las cordilleras Béticas, alternan acantilados y largos tramos de costas bajas. Entre el estrecho de Gibraltar y el cabo de



24. Masnou (Barcelona)
Fenómeno geomorfológico de la deriva de playa

Gata dominan las playas, en muchos casos limitadas por escarpes o entrantes de sencillo relieve, siendo frecuente la formación de deltas como los del Guadalhorce y el Guadalfeo, y altos acantilados en Castell de Ferro y desde Agua Dulce hasta la bahía de Almería. Entre los cabos de Gata y Palos el predominio es de altos acantilados y la línea describe un óvalo en Mazarrón que finaliza en Cartagena, orientado posiblemente por alguna dislocación que ha hundido en el mar el resto de estructuras de la Penibética.

Entre el cabo de Palos y el de la Nao destacan algunos islotes volcánicos y la estrecha manga de arena que cierra el mar Menor. El predominio es de playas, con dunas y salinas ocasionales, que desde la bahía de Alicante hacia el norte se alternan con acantilados hasta el cabo de la Nao, cuya zona superior plana es debida a la abrasión marina.

Desde el cabo de la Nao al delta del Ebro el predominio litoral es de playas. Existe una llanura de hasta 30 km de ancho formada en su base por sedimentos postorogénicos del Terciario superior, depositados en el mar, que en esa época describía un golfo más pro-

nunciado que el actual. Sobre esta plataforma de sedimentos marinos descansa un gran espesor de derrubios cuaternarios procedentes de las montañas próximas, que progresivamente pasan de muy gruesos en el interior a materiales más finos junto a la costa, fuertemente cementados por carbonato cálcico y recubiertos de gruesas costras de caliche, y que forman un glacis de piedemonte que se hunde y desaparece suavemente en el mar. Del lado del mar queda cortada la llanura por un acantilado de cinco metros de altura, excavado por la erosión marina, por debajo del cual se extienden depósitos costeros recientes, formando en ocasiones cordones paralelos a la costa que dan lugar a albuferas o marismas unidas al mar a través de un grao.

Las corrientes en sentido N-S colocan en situación precaria las arenas costeras al haberse regulado los caudales de los ríos y retener así los arrastres de sedimentos que llegaban al mar. De otra parte, la construcción de puertos retiene en su cara norte la escasa arena circulante, generando playas pero agravando la situación al sur.

Entre el delta del Ebro y el cap de Creus se localiza una tipología bien distinta. El Ebro forma en su desembocadura una gran llanura aluvial de 26 km de longitud y un delta con dos aletas desarrolladas que constituyen los puertos del Fangar al norte y dels Alfacs al sur.

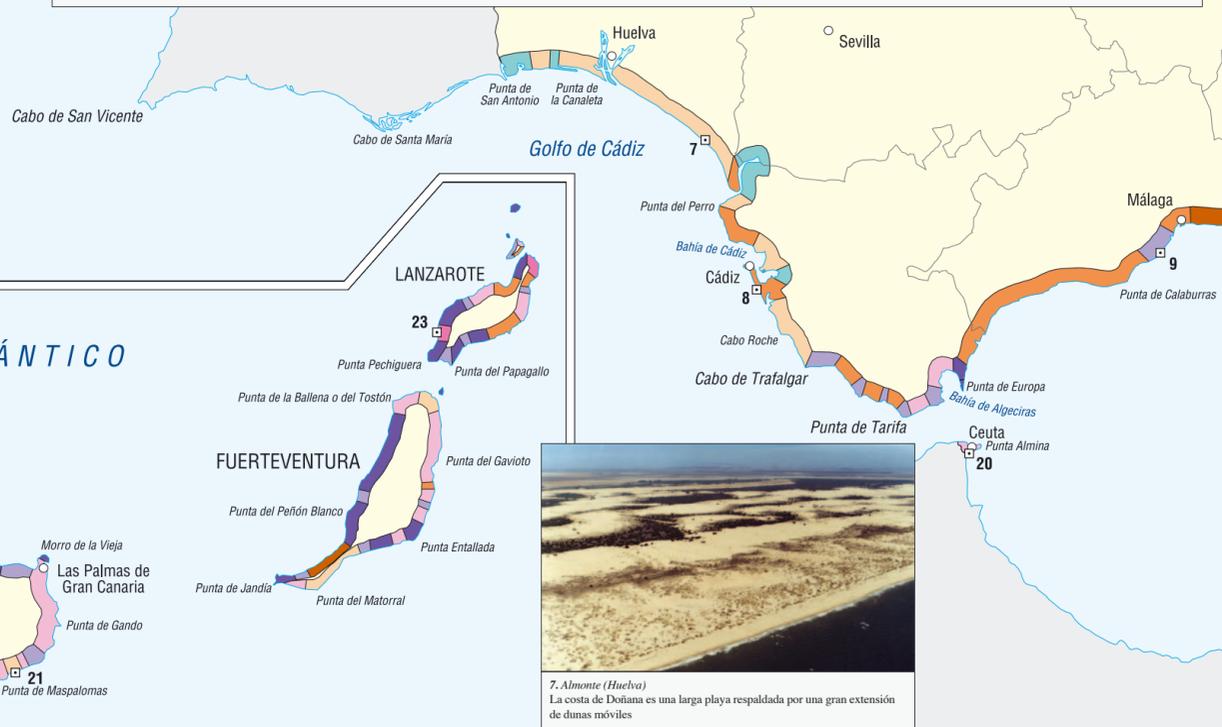
Al sur del pequeño delta del Llobregat, el tipo de costa es de acantilados, al que sucede al norte, en el Maresme, una costa de playas hasta la desembocadura del río Tordera en Blanes.

Desde Blanes hacia el norte se inicia la denominada Costa Brava, longitudinal y abrupta por el dominio de altos acantilados graníticos, que dan lugar a calas pequeñas y playas diversas, promontorios y puntas que se articulan entre sí y proporcionan un paisaje pintoresco. El golf de Roses se origina al quedar cortada transversalmente la línea de costa por la gran falla que limita la llanura del Empordà. El cap de Creus representa el extremo oriental del Pirineo que se adentra en el mar.

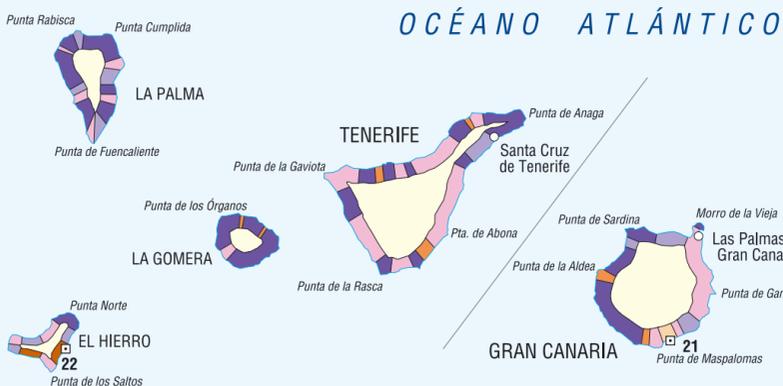
Entre este promontorio y el límite fronterizo del cap Cerbère, el tipo de costa es de acantilados.

En las costas del archipiélago balear, las playas alcanzan un gran desarrollo en amplias bahías, como las de Palma, Alcúdia, Pollença; si bien predominan los altos acantilados y los frentes costeros acusadamente escarpados y rocosos y que originan una morfología costera muy variada en la que se reconocen niveles diversos de playas cuaternarias que dan lugar a un peculiar paisaje.

Las costas canarias ofrecen diferencias muy acusadas con el litoral peninsular y balear debido a su origen volcánico. Los acantilados de gran altura impresionan por las regulares columnas basálticas o coladas lávicas que, a veces, destacan en ellos. Las playas se localizan generalmente al sur de las islas, con una morfología costera diferente en función de su posición, a barlovento, soportando la violencia del oleaje, o a sotavento, al abrigo de los rompientes y del soplo del alisio.



7. Almonte (Huelva)
La costa de Doñana es una larga playa respaldada por una gran extensión de dunas móviles



OCEANO ATLANTICO



TIPOS DE COSTAS

- Acantilados altos
- Acantilados bajos
- Acantilados con playas al pie
- Playas
- Playas con dunas al interior
- Costas bajas
- Costas rocosas
- Marismas

ESCALA: 1:2.250.000

Fuentes de información: Los datos proceden de la Dirección General de Puertos y Costas, Ministerio de Obras Públicas, 1990. Las fotografías, salvo que se indique lo contrario, pertenecen a la base de datos de la Dirección General de Costas, Ministerio de Medio Ambiente, 2001.

Biología marina

Galicia y Cantábrico

Las condiciones ambientales en la plataforma continental y región oceánica frente a Galicia y la costa cantábrica responden a las de las regiones templadas, cuya dinámica está gobernada por el clima y las mareas. El ciclo climático estacional rige el sistema pelágico por medio de tres factores relacionados: la radiación solar, el calentamiento/enfriamiento temporal, y el forzamiento mecánico (turbulencia) que el viento produce sobre la superficie del mar.

El efecto combinado de estos tres factores produce un patrón estacional y regular en las condiciones hidrográficas de la columna de agua, caracterizado por un período de mezcla invernal seguido de un período de estratificación estival.

Los ciclos de producción fitoplanctónica ocurren en las fases de transición entre ambos periodos, con un máximo primaveral y otro otoñal, ya que dichos ciclos están controlados por la luz y los nutrientes disponibles en la capa fótica para la fotosíntesis. Durante las fases de producción el grupo fitoplanctónico dominante es el de las diatomeas. No obstante, en verano, cuando se dan condiciones de gran estabilidad en la columna de agua, se producen proliferaciones esporádicas de dinoflagelados que llegan a causar mareas rojas.

El zooplancton sobre la plataforma continental está formado casi en un 70 por 100 por copépodos. Estos pequeños crustáceos que miden de 1 a 3 mm, son la base productiva del zooplancton y el grupo más importante por su riqueza específica, persistencia, abundancia y significado ecológico. Los copépodos están presentes todo el año, mientras que otros grupos tienen una distribución marcadamente estacional, por ejemplo las larvas de crustáceos (nécora, centolla, buoy, etc.) o los huevos y larvas de peces, cuya abundancia viene determinada por la época de reproducción y puesta de las distintas especies.

Las variaciones en la abundancia de plancton en Galicia y el Cantábrico están asociadas a la topografía y a los procesos hidrográficos regionales (frentes, desembocaduras de ríos, afloramientos, etc.).

Por ejemplo, en la región costera del Cantábrico y sobre todo de Galicia, el principal factor de variabilidad en la producción planctónica está relacionado con el afloramiento costero, el cual tiene lugar cíclicamente desde mayo a septiembre y permite que las poblaciones de fitoplancton y zooplancton encuentren condiciones favorables a su desarrollo durante los meses de verano, en oposición a lo que ocurre en otros mares templados durante esta estación. Estos procesos de afloramiento de aguas profundas, ricas en nutrientes, determinan que la productividad biológica sea, en general, elevada en esta región.

Las costas cantábricas y gallegas presentan la mayor amplitud de mareas del litoral ibérico, por lo que la fauna y flora de la zona intermareal ocupan una franja relativamente importante.

Con respecto a las macroalgas, la influencia de aguas frías aportadas por el afloramiento de Finisterre determina que las poblaciones de las costas gallegas sean similares a las del resto del Atlántico europeo. Sin embargo, la orientación del Cantábrico (con temperaturas más cálidas hacia el este), junto con la presencia del cabo Peñas, que lo divide en dos zonas, determinan la aparición de un gradiente de «meridionalidad», de forma que las poblaciones de algas de la zona este son propias de aguas más cálidas que las del resto del litoral atlántico europeo.

En la parte interna del golfo de Vizcaya se encuentran poblaciones similares a las del Algarve (sur de Portugal) y golfo de Cádiz. Por el contrario, las algas de las costas gallegas tienen su continuación natural en la Bretaña francesa y en el mar del Norte. Este esquema de distribución también se detecta en los organismos intermareales.

La fauna neotónica y bentónica en el área de Galicia presenta una menor diversidad que en la del Cantábrico. Entre los invertebrados, la especie dominante es el decápodo (*Polydora henslowi*), que en la zona de Galicia alcanza más del 85 por 100 de la biomasa total. La abundancia de esta especie disminuye hacia el Cantábrico oriental, al tiempo que aumenta la proporción de otros invertebrados, como la actinia (*Actinauge richardi*), el

cangrejo ermitaño (*Pagurus prideauxi*), el pulpo blanco (*Eledone cirrhosa*), la falsa nécora (*Liocarcinus depurator*), las potas (*Todaropsis eblanae* e *Illex coindetii*) y los calamares (*Loligo spp.*).

Con respecto a los peces de fondo, hay unas especies claramente dominantes que forman más del 80 por 100 de la biomasa: la bacaladilla (*Micromesistius poutassou*), los gallos (*Lepidorhombus boschii* y *L. whiffiagonis*), la merluza (*Merluccius merluccius*), los rapas (*Lophius piscatorius* y *L. budegassa*) y la pintarroja (*Scyliorhinus canicula*). La abundancia de estas especies es mayor en el mar Cantábrico que en las aguas de Galicia.

Entre los pequeños pelágicos destacan la anchoa (*Engraulis encrasicolus*) y la sardina (*Sardina pilchardus*). La anchoa, procedente de aguas francesas, se concentra en las costas cantábricas en primavera; a principios de verano los bancos se disgregan hacia el interior del golfo de Vizcaya. La sardina está presente en toda la zona costera, pero la mayor abundancia en fases inmaduras y juveniles se localiza en la plataforma gallega.

Otras especies pelágicas muy abundantes son la caballa (*Scomber scombrus*) y el jurel (*Trachurus trachurus*). Los adultos de la caballa llegan a las aguas del Cantábrico en primavera y emigran a aguas del norte de Europa en el verano; en la zona del oeste de Galicia se han identificado áreas de concentración de juveniles de caballa. El jurel está presente en las aguas de Galicia y Cantábrico a lo largo de todo el año.

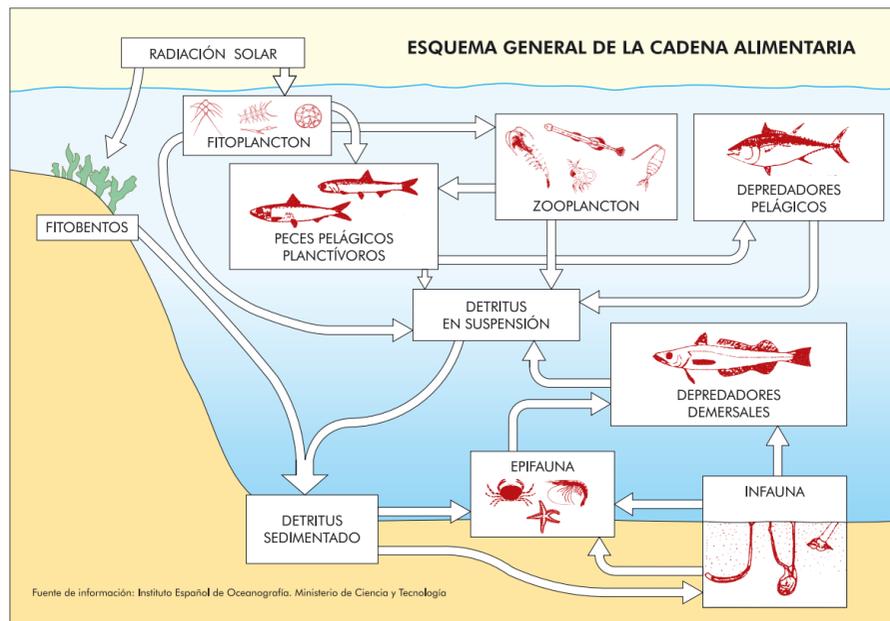
Entre los grandes pelágicos destacan dos especies de túnidos que penetran en el golfo de Vizcaya durante el verano para alimentarse: el bonito del norte o atún blanco (*Thunnus alalunga*) y el atún rojo (*Thunnus thynnus*). El bonito del norte, procedente de las islas Azores, ocupa la zona central del golfo de Vizcaya, y el atún rojo se localiza en la región oriental, que coincide con el área de distribución de la anchoa.

En la misma época llegan numerosas especies de cetáceos, aunque no suelen acercarse mucho a la costa; únicamente el delfín mular (*Tursiops truncatus*) y el calderón (*Globicephala melas*) son avistados con frecuencia en aguas costeras. También es común en esta época el tiburón azul (*Prionace glauca*).

Mediterráneo y golfo de Cádiz

El Mediterráneo es un sistema oligotrófico, de baja productividad biológica. No obstante, frente a la desembocadura de los grandes ríos y en áreas donde se producen fenómenos de afloramiento, la productividad aumenta. En el mar de Alborán, el plancton muestra una gran diversidad específica, al coexistir especies de origen atlántico con otras mediterráneas. La producción primaria de esta región es alta, y como consecuencia, la biomasa zooplanctónica es de las más elevadas del Mediterráneo. En la zona de influencia del golfo de León, la comunidad nerítica está formada por especies propias de aguas relativamente poco salinas; con respecto a la producción planctónica, se diferencia: la zona de alta mar, relativamente pobre en plancton; las aguas costeras, más productivas a causa de los procesos de afloramiento y del aporte de los ríos; y las bahías, donde los efluentes urbanos contribuyen notablemente a incrementos locales de la productividad planctónica.

Los organismos del bentos, tanto vegetales como animales, se distribuyen de acuerdo a gradien-



tes de factores ambientales (luz, movimiento del agua, salinidad, profundidad, etc.). En las costas rocosas son predominantes las algas, mientras que en zonas arenosas dominan los anfípodos y decápodos. En la zona mediolitoral rocosa son relativamente abundantes los cirripodos, mejillones, gasterópodos y algas; en los sustratos blandos de esta zona dominan los bivalvos, poliquetos e isópodos. En la zona infralitoral, hasta unos 30 m de profundidad, los sustratos rocosos se caracterizan por la presencia de algas fotófilas asociadas por comunidades animales y los sustratos blandos por las praderas de fanerógamas (*Posidonia* y *Cymodocea*) y algunas algas.

Por debajo de estas praderas se extiende la zona circalitoral. En los afloramientos rocosos de esta zona aparecen los fondos coralígenos, caracterizados por recubrimientos de algas rojas calcáreas y diversos animales filtradores (esponjas, cnidarios, briozoos y ascidias, entre otros).

La fauna piscícola de las costas mediterráneas españolas presenta una gran diversidad. En aguas del mar de Alborán, el número de especies de peces es de cerca de 300, de las cuales la mayoría son consumidas o utilizadas por el hombre.

Entre las especies demersales de la plataforma se encuentran la mayoría de las comercializadas, como los salmonetes (*Mullus barbatus* y *Mullus surmuletus*), la merluza o pescadilla y diversos espáridos, como el aligote (*Pagellus acarne*) y la breca (*Pagellus erythrinus*). Entre los invertebrados son abundantes el pulpo blanco (*Eledone cirrhosa*) y el pulpo común (*Octopus vulgaris*). En el talud continental se encuentran principalmente la bacaladilla (*Micromesistius poutassou*), la brótola (*Phycis blennioides*), y también la merluza. Además de los peces de fondo, en la plataforma y el talud se distribuyen numerosas especies de crustáceos, algunos de ellos de gran importancia comercial, como la cigala (*Nephrops norvegicus*), la langosta (*Palinurus vulgaris*), el langostino (*Meliceratus kerathurus*), la gamba roja (*Aristeus antennatus*) y los camarones (*Plesionika spp.*).

Alguna de las especies pelágicas litorales dan origen a importantes pesquerías, como la anchoa o boquerón (*Engraulis encrasicolus*) y la sardina. Otras especies pelágicas importantes, como los jureles (*Trachurus spp.*), la melva (*Auxis rochei*), el bonito (*Sarda sarda*), el atún rojo y el pez espada (*Xiphias gladius*), ocupan un hábitat más oceáni-

co, y realizan en algunos casos migraciones importantes. Con relación a los mamíferos marinos, en las costas mediterráneas españolas hay un total de 18 especies, de las que el grupo más numeroso es el de los odontocetos. El delfín listado (*Stenella coeruleoalba*) y el delfín común (*Delphinus delphis*) se distribuyen por toda la costa, formando grandes grupos que realizan migraciones entre el Atlántico y el Mediterráneo. Entre las tortugas marinas destaca la presencia de la tortuga boba (*Caretta caretta*), cuyas áreas de puesta se localizan en el Mediterráneo oriental.

La biomasa fitoplanctónica del golfo de Cádiz presenta un valor máximo en verano, aunque en aguas más costeras se observa un máximo en los meses más fríos. En relación con el zooplancton, la comunidad de copépodos comprende más de 200 especies, con poblaciones características de la bahía ibero-marroquí.

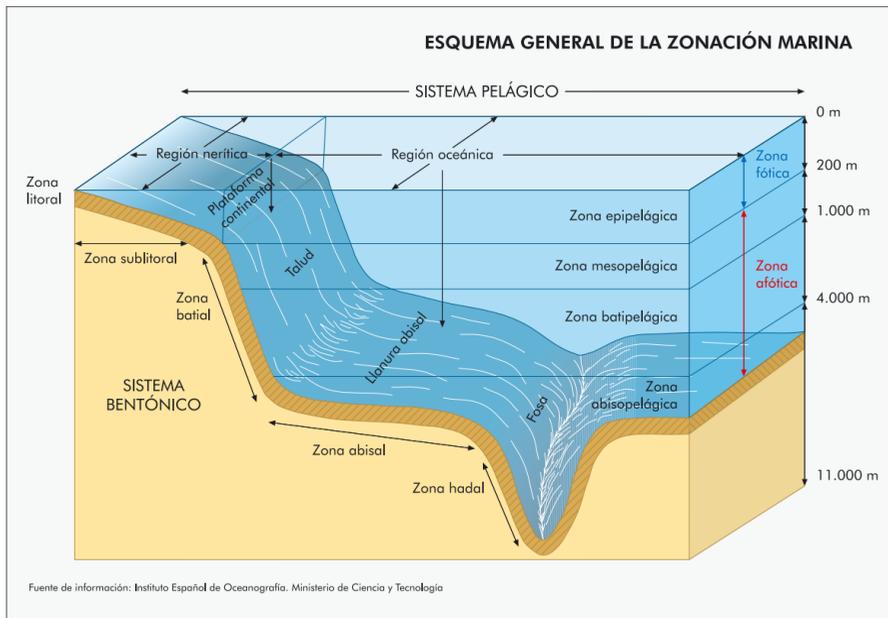
En la fauna piscícola de esta región, la especie comercial más importante es el atún rojo. Entre los pelágicos costeros se encuentran la sardina, la caballa, el boquerón y el jurel. La bacaladilla y la acedía tienen gran importancia económica entre los peces bentónicos, al igual que algunos crustáceos, como la cigala y el langostino.

Canarias

Las islas Canarias tienen un carácter típicamente oceánico de características oligotróficas, con valores muy bajos en sales nutrientes. La cantidad de fitoplancton depende fundamentalmente de la estación del año. En relación con la profundidad, se observan dos tipos de distribución temporal: durante la floración primaveral el máximo de clorofila se presenta en superficie, con valores decrecientes con la profundidad; después de la floración primaveral, el máximo de clorofila suele aparecer próximo a la termoclina estacional, mientras que en los primeros 50 m la concentración es menor.

En la parte central del archipiélago, la densidad de organismos zooplanctónicos es del orden de 250 individuos/m³, aunque esta cifra es variable a lo largo del año. La población está dominada por los copépodos, que forman más del 50 por 100 del total, seguidos de huevos y larvas de peces, apendicularias, quetognatos, etc. La abundancia de ictioplancton es del orden de 0 a 1.800 huevos/m² y de 400 larvas/m².

La ictiofauna canaria está constituida por elementos atlántico-mediterráneos, tropicales y subtropicales, cosmopolitas, y macaronésicos, por lo que hay muchas especies distribuidas según el tipo de sustrato o la profundidad. Los peces más frecuentes en los fondos rocosos son: la vieja colorada (*Sparisoma cretense*), el mero (*Epinephelus marginatus*), el abade (*Myxeroperca rubra*), la salema (*Sarpa salpa*), el sargo (*Diplodus sargus*), el congrio (*Conger conger*), las morenas (*Muraena helena* y *Gymnothorax spp.*), las cabrillas (*Serranus cabrilla* y *S. atricauda*), catalufa (*Priacanthus cruentatus*), los rascacios (*Scorpaena spp.*), la fula colorada (*Beryx splendens*) y el cherne (*Polyprion americanus*). En fondos de arena y piedra aparecen samas y pargos (*Dentex spp.*), el bocinegro (*Pagrus pagrus*), breca y besugos (*Pagellus spp.*), la herrera (*Lithognathus mormyrus*), la chopo (*Spondyliosoma cantharus*) y la corvina (*Argyrosomus regius*). En los fondos de fango y arena se encuentran salmonetes (*Mullus spp.*), chuchos (*Dasyatis pastinaca*), torpedos (*Torpedo*



spp.), angelotes (*Squatina spp.*), cazones (*Mustelus mustelus* y *Galeorhinus galeus*) y la merluza canaria (*Mora moro*).

En el ecosistema pelágico de Canarias están representados los pelágicos oceánicos y los pelágicos costeros. Entre los primeros, que presentan una marcada estacionalidad, aparecen túnidos netamente tropicales, como el patudo (*Thunnus obesus*), el rabil (*Thunnus albacares*) y el listado (*Katsuwonus pelamis*) y otros de aguas templadas, como el atún rojo y el atún blanco.

Entre los mamíferos marinos, el calderón tropical (*Globicephala macrorhynchus*), especie de hábitos oceánicos, es relativamente frecuente en determinadas áreas del archipiélago y en la costa suroeste de Tenerife se localiza una población residente de varios centenares de ejemplares.

Biodiversidad marina en el Mediterráneo

El litoral español, con sus aproximadamente 8.000 km (incluyendo los archipiélagos balear y canario), su situación geográfica privilegiada, entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo, y su extraordinaria variedad de tipos de costa (estuarios, marismas, lagunas litorales, extensas costas acantiladas, playas y conjuntos insulares de extensión muy variable), es con diferencia el que presenta una mayor diversidad biológica en el ámbito europeo. Las diferencias geomorfológicas, hidrológicas y biológicas entre las costas atlánticas y mediterráneas son muy notables, pero a su vez, dentro de cada una de ellas pueden distinguirse sectores con características propias. Hay que destacar, además, que desde el punto de vista biogeográfico, en el sur de la península ibérica convergen tres provincias distintas: la lusitana, la mauritana y la mediterránea. Por último, las islas

lar entre 12 y 16°C en invierno y entre 21 y 28°C en verano, por lo que es considerado un mar templado con algunos rasgos subtropicales. Estas acusadas variaciones estacionales de la temperatura sólo afectan a la capa de agua superficial, mientras que las profundas se mantienen constantes, en torno a los 12-14°C. Por tratarse de un mar semi-cerrado, sometido a altos niveles de insolación, la evaporación que sufre excede con mucho al volumen de agua dulce que recibe (precipitaciones y aportes fluviales). Dicho déficit hídrico (estimado en unos 2.500 km³ al año) se compensa por la continua entrada de una corriente superficial de agua atlántica, menos densa y salina, a través del estrecho de Gibraltar, que va mezclándose progresivamente con el agua mediterránea, según avanza hacia el interior de este mar.

El Mediterráneo alberga una gran diversidad de ambientes marinos y de especies. Se estima entre 10.000 y 12.000 el número de especies conocidas de plantas y animales macroscópicos que habitan en él. Ello supone cerca del 4,5 por 100 de las especies marinas conocidas a nivel mundial, a pesar de que, como se ha dicho, su superficie representa únicamente algo más del 0,8 por 100 de toda la superficie oceánica. Ello, en parte, se debe a que el Mediterráneo es uno de los mares más estudiados y mejor conocidos del mundo, pero por otro lado, tal riqueza de especies tiene su origen en su compleja historia reciente, en la que se han sucedido períodos cálidos y fríos, con la correspondiente secuela de invasión de especies propias de cada régimen climático. Consecuencia de ello es la coexistencia actual de especies de origen tropical, templado y boreal. Entre un 20 y un 30 por 100 de las especies mediterráneas son endémicas de este mar.

Hay que resaltar, asimismo, que en el mar Mediterráneo existe una marcada gradación de-

cuenta que en las costas mediterráneas españolas se observa, a su vez, toda una transición entre el litoral catalán, de afinidades más frías, y el sector más cálido, situado entre el cabo de la Nao y el cabo de Gata, con ciertas características subtropicales. El tramo de costa comprendido entre el delta del Ebro y el cabo de La Nao, así como el archipiélago balear, puede considerarse como una zona intermedia entre el sector «cálido» y el «frío». Aunque buena parte de las especies son comunes a todo nuestro litoral mediterráneo, otras muchas presentan una gradación y caracterizan los distintos sectores mencionados. Por último, las costas mediterráneas del mar de Alborán, desde el cabo de Gata hasta el estrecho de Gibraltar, presentan una notable influencia de la capa superficial de agua procedente del Atlántico, y ya se ha comentado el carácter de encrucijada que presenta toda esta zona para la biota marina. Pueden encontrarse aquí especies atlánticas, tanto de aguas frías (de las costas europeas) como cálidas (de las costas africanas), junto a especies mediterráneas y diversos endemismos exclusivos del área. Todo ello convierte a esta zona en la que mayor biodiversidad marina posee, con diferencia, de todas las costas europeas.

Los estudios realizados hasta la fecha señalan algunos enclaves del mar de Alborán como auténticos «puntos calientes» de la biodiversidad marina europea, es decir, en los que se ha estimado una mayor diversidad de especies por unidad de espacio. Entre estos cabe destacar el área del estrecho de Gibraltar, tanto su vertiente peninsular, entre el cabo Trafalgar y la bahía de Algeciras, como el litoral de Ceuta; zona de punta Chullera, en el límite entre las provincias de Cádiz y Málaga; la zona de la punta de Calaburras, en Málaga; la zona de Maro-Cerro Gordo, en el límite de las provincias de Málaga y Granada; la punta de la Mona y el sector de costa entre Calahonda y Castell de Ferro, en el litoral granadino, y todo el entorno de la isla de Alborán y la plataforma que la circunda. Además, hay que señalar la extraordinaria riqueza biológica que presenta el roquedo del Placer de las Bóvedas, situado unos kilómetros mar adentro frente a punta de los Baños, en la costa de Málaga, y el gran promontorio submarino denominado Bajo de los Olivos, localizado al sur de las costas almerienses. Por último, es reseñable que en el cabo de Gata confluyen la corriente superficial atlántica entrante y una corriente de aguas mediterráneas que circula en dirección suroeste, en paralelo a las costas levantinas. En consecuencia, se forma así un flujo de mezcla de aguas de diferentes características en dirección hacia Orán. Se trata del denominado frente Almería-Orán, que constituye una barrera para la dispersión de muchas larvas planctónicas. Ello determina que el cabo de Gata constituya un límite biogeográfico para numerosas especies, lo que confiere un interés añadido a esta zona.

Comunidades marinas singulares

Los organismos que viven en el dominio pelágico (el plancton, constituido por los que son arrastrados pasivamente por las corrientes, y el necton, formado por aquellos cuya capacidad natatoria les permite desplazarse con independencia de estas) son muy ubicuos y tienen áreas de distribución muy amplias, por lo que no suelen servir para caracterizar zonas litorales concretas (sino las distintas masas de agua). Por ello, son las especies bentónicas (aquellas asociadas a los fondos marinos) las que se utilizan para la descripción de la flora y fauna locales o para definir diferentes zonas concretas.

En el dominio bentónico, las variaciones en el eje vertical (que afectan a diversos factores abióticos, como la temperatura, la luz, la presión, la densidad y el contenido en oxígeno o nutrientes, entre otros) pueden ir acompañadas por una gran heterogeneidad en el plano horizontal, originada por cambios en la topografía y naturaleza del sustrato, por variaciones locales de los factores abióticos, o incluso por factores bióticos, debidos a la actividad de los organismos. Esta heterogeneidad, tanto vertical como horizontal, determina una mayor biodiversidad de las comunidades bentónicas frente a la que presenta el dominio pelágico. Se estima que más del 90 por 100 de las especies marinas son bentónicas, al menos en su fase adulta. Sin embargo, es preciso indicar que el dominio bentónico presenta una gran dependencia funcional con respecto al plancton, ya que es deficitario en producción primaria. Además, buena parte de las especies bentónicas presentan fases larvarias planctónicas que posibilitan una amplia dispersión.

Aparte de todo ello, el principal factor determinante de la composición de las comunidades ben-

tónicas es la naturaleza del sustrato: dura o blanda (es decir rocosa o sedimentaria). Las comunidades asociadas a los sustratos duros son las más heterogéneas y complejas, mientras que las que habitan los fondos sedimentarios suelen ser más homogéneas y con una diversidad de especies mucho menor. En estas últimas, factores como la granulometría y el contenido en materia orgánica desempeñan un papel muy importante en la distribución de las distintas especies. Además de los organismos que viven sobre los sedimentos o enterrados en los mismos, cabe mencionar en este tipo de fondos a la denominada fauna intersticial. Se trata de aquellos animales adaptados a vivir entre los granos del sedimento y que, por tanto, tienen un tamaño muy pequeño (inferior a 1 mm). Hay que resaltar que de los 33 filos o grandes grupos animales, 20 de ellos tienen algún representante intersticial y cinco (Gastrotricos, Quinorrincos, Loricíferos, Tardígrados y Gnatostomúlidos) son exclusivos de este medio. Otros grupos muy bien representados son los Crustáceos (Mistacocáridos, Copépodos Harpacticoides y Ostrácodos), Rotíferos, Nematodos (los más abundantes), Turbellarios y Poliquetos. Asimismo, algunos representantes de grupos, como los Hidrozoos, Nemertinos, Endoproctos, Moluscos (Gasterópodos y Aplacóforos), Priapulidos, Sipunculidos, Oligoquetos, Braquiópodos, Holoturoideos y Tunicados se han adaptado a la vida entre los granos del sedimento. Por tanto, la fauna intersticial contribuye a aumentar de forma muy notable las cifras de biodiversidad en un medio aparentemente pobre en especies.

Hacer una descripción pormenorizada de las principales comunidades y especies bentónicas presentes en las costas mediterráneas queda fuera de las posibilidades de estas líneas, por lo que se mencionan a continuación, a modo de ejemplo, sólo algunas de ellas, ya sea por su singularidad, interés o, simplemente, por ser las que reúnen mayor diversidad de especies.

- Las cornisas mediolitorales calcáreas

En el Mediterráneo, mar sin mareas, es frecuente que se formen cornisas o rebordes de algas calcáreas sobre las rocas, en torno al nivel medio del agua (franja mediolitoral), conocidos con el nombre de «trottoirs» en la literatura francesa. La más extendida de estas formaciones mesolitorales es la cornisa formada por los talos calcificados de la rodofíceo *Lithophyllum lichenoides*. Crece a modo de reborde, justo por encima del nivel medio del mar, en costas acantiladas expuestas al oleaje. Presenta un desarrollo muy variable según las zonas, pero puede alcanzar gran espesor y una amplitud de más de un metro, en algunos puntos. En las costas españolas alcanzan su máximo desarrollo en la Costa Brava, pero también están presentes en el litoral de la Comunidad Valenciana y de Baleares.

A medida que se avanza hacia el sur por las costas mediterráneas españolas, las cornisas de



Aspecto característico de un fondo coralígeno en el Mediterráneo

Canarias se encuentran ya en plena región mauritana, con una biota de tipo subtropical que confiere aún mayor riqueza a nuestra diversidad marina.

En aguas de la plataforma continental española (incluido el archipiélago canario) se conocen cerca de 11.700 especies marinas (unas 1.000 especies vegetales y unas 10.700 animales). Estas cifras corresponden sólo a especies pluricelulares, por lo que quedan excluidos grupos tan importantes como las Diatomeas, con más de 500 especies conocidas, y los Foraminíferos, con otras tantas. Asimismo, hay que señalar que algunos grupos animales importantes de la fauna marina, como son los turbelarios, nemertinos o nematodos están todavía insuficientemente estudiados en la mayor parte de las costas españolas. En cualquier caso, estos datos suponen alrededor del 4,3 por 100 del número total de las conocidas en el medio marino a nivel mundial.

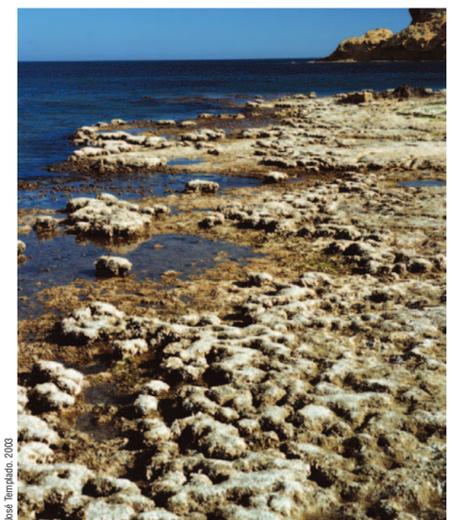
Características generales del Mediterráneo y de su biodiversidad

El Mediterráneo abarca una superficie de unos 2.500.000 km² (sin incluir el mar Negro), lo cual representa un 0,82 por 100 del total de la superficie de los mares y océanos del mundo. Su profundidad media es de aproximadamente 1.500 m, lo que implica un volumen total de 3.750.000 km³, que constituye alrededor de un 0,25 por 100 del volumen total de los océanos. A diferencia de las aguas atlánticas próximas, el Mediterráneo es un mar oligotrófico, es decir, pobre en nutrientes y, por lo general, en fitoplancton, con una productividad baja. Por el contrario, sus aguas son muy claras. Las temperaturas superficiales suelen osci-

creciente de las cifras de diversidad de especies desde el sector occidental al oriental. No debe olvidarse que la mayor parte de la biota mediterránea actual procede de sucesivas invasiones a partir del Atlántico. Así, por ejemplo, se estima que el 87 por 100 de la fauna mediterránea está presente en su cuenca occidental, el 49 por 100 en el Adriático o el 43 por 100 en la cuenca oriental. Por ello, las costas mediterráneas españolas presentan una notable riqueza de especies, a la vez que constituyen la zona de transición con la biota atlántica, sobre todo en la zona del estrecho de Gibraltar y mar de Alborán, que reciben de forma directa la corriente superficial de agua procedente de este océano. Con posterioridad a la apertura del canal de Suez, son muchas las especies del mar Rojo que han penetrado en el Mediterráneo por esta vía (fenómeno conocido como «migración lessepsiana», en reconocimiento al diplomático francés Ferdinand de Lesseps, promotor de la apertura del Canal) y se han aclimatado sobre todo en su sector más oriental. Sin embargo, el número de especies lessepsianas presentes en el Mediterráneo no llega al 5 por 100 del total.

Las costas mediterráneas españolas y su biodiversidad

El litoral mediterráneo español comprende unos 3.200 km de costa, de los cuales casi 1.900 corresponden a las peninsulares y algo menos de 1.400 a las de Baleares. La situación geográfica de dicho litoral es privilegiada desde el punto de vista biogeográfico. Aparte de estar situado en el sector del Mediterráneo con mayor diversidad de especies, ello se acentúa todavía más si tenemos en



Microarrecifes del gasterópodo vermético *Dendropoma petraeum* en el litoral almeriense

Lithophyllum van siendo reemplazadas por otro tipo de estructuras calcáreas, los denominados «microarrecifes de verméticos» formados por dos especies, una animal, el gasterópodo *Dendropoma petraeum*, sedentario y colonial, de la familia Vermetidae, cuyas conchas forman densos agregados que, según crecen, van siendo rellenados y cementados por el alga calcárea incrustante *Neogoniolithon brassica-florida*. La estructura a que dan lugar ambas especies es muy compacta y resistente y adquiere morfologías muy variadas, desde simples recubrimientos, pasando por corni-

sas y rebordes de distinto desarrollo, hasta complejas formaciones mamelonares en plataformas de abrasión e, incluso, «microatolones», cuando crecen sobre rocas semisumergidas y alcanzan el nivel de la superficie. Como la parte superior de estas estructuras coincide siempre con el nivel medio del mar, son perfectos indicadores de los cambios sufridos por éste en tiempos recientes.

Estos microarrecifes son endémicos del Mediterráneo y únicamente se desarrollan en sus áreas más cálidas. En las costas españolas sólo aparecen bien desarrollados en las costas de Alicante, Murcia y Almería, donde existen excelentes ejemplos de todas las morfologías antes descritas.

- Praderas de fanerógamas marinas (*Posidonia oceanica* y *Cymodocea nodosa*)

La vegetación marina está constituida mayoritariamente por algas, aunque un reducido número de especies de fanerógamas o plantas con flores (unas 50 en todos los océanos) se han adaptado de forma secundaria a la vida en el medio marino. Estas plantas ocupan amplias extensiones de los



Las praderas de *Posidonia oceanica* constituyen el ecosistema más característico y emblemático de los fondos litorales mediterráneos

fondos someros y constituyen en los mares templados y cálidos uno de los ecosistemas litorales más importantes y característicos, las denominadas «praderas submarinas», que desempeñan un importante papel en la biología y dinámica costeras. Casi siempre se instalan sobre sustratos sedimentarios, muy inestables, por lo que el entramado de rizomas de estas plantas contribuye a consolidar y estabilizar los sedimentos, a la vez que los enriquecen en materia orgánica. Las hojas actúan como un filtro para las partículas en suspensión, y favorecen su deposición, por lo que contribuyen a aumentar la claridad del agua. Además, las praderas de aguas someras atenúan la erosión costera. Asimismo, la fauna de las praderas es mucho más rica, tanto en biomasa como en número de especies, que la de los fondos adyacentes sin vegetación.

Estas formaciones vegetales constituyen la principal fuente de producción primaria del sistema litoral, y aportan oxígeno y materia orgánica al conjunto del sistema costero. Por último, las praderas de fanerógamas marinas constituyen el hábitat de especies muy numerosas, tanto vegetales como animales. Además de las especies que viven de forma habitual, otras muchas realizan sus puestas o desarrollan las fases juveniles en estas praderas. También es frecuente que muchos depredadores de aguas más profundas se desplacen durante la noche a estos lugares en busca de alimento. Todo ello determina un papel fundamental de estas formaciones vegetales en el conjunto de las cadenas tróficas del sistema litoral.

En las costas europeas existen cuatro especies de fanerógamas marinas, todas ellas presentes en el litoral español. Se trata de *Zostera marina*, *Zostera noltii*, *Cymodocea nodosa* y *Posidonia oceanica*. La primera de ellas se extiende por las costas atlánticas y del mar de Alborán, mientras que la última, *Posidonia oceanica*, es endémica del Mediterráneo. Las otras dos especies se encuentran tanto en las costas atlánticas como en las mediterráneas y son las únicas que llegan a las islas Canarias.

Las extensas praderas de *Posidonia oceanica* constituyen el ecosistema más emblemático y característico de las costas mediterráneas. Pueden extenderse desde aguas superficiales hasta unos 30-40 m en las áreas de aguas más transparentes,

como las que bañan el archipiélago balear. En algunos lugares próximos a la costa, las praderas pueden llegar a alcanzar la superficie, y constituyen lo que se denominan arrecifes barreras de *Posidonia* que, como los de coral, se sitúan paralelos a la línea litoral. Las mejores formaciones de este tipo se hallan en algunos puntos de las islas Baleares y en la zona conocida como los Bajos de Roquetas, en el litoral almeriense.

Estas praderas, a pesar de su aparente homogeneidad, constituyen un hábitat muy complejo, rico y diversificado, con una gran cantidad de nichos ecológicos. El sistema de rizomas y raíces está muy desarrollado, y puede alcanzar más de un metro de espesor sobre el sustrato original. Como *Posidonia* es capaz de instalarse tanto sobre sustratos sueltos como rocosos, el entramado de rizomas constituye un microcosmos en el que pueden encontrar cobijo especies propias de muy diversos ambientes. Sin embargo, la mayor parte de las especies que viven en este medio son difíciles de observar, por ser poco llamativas y, por lo general, de pequeño tamaño.

En las costas mediterráneas españolas las praderas de *Posidonia* están muy bien representadas

y ocupan extensas áreas en el archipiélago Balear y en el litoral levantino, desde el cap de Sant Antoni (Alicante) hasta el cabo de Gata (Almería). En las costas valencianas y catalanas, por lo general, las praderas se hallan en regresión y ocupan áreas más reducidas. Desde el cabo de Gata hacia el estrecho de Gibraltar se hacen más escasas, por hallarse en el extremo occidental de su área de distribución, hasta desaparecer en las costas malagueñas. Existen también praderas de relativa importancia en las islas Chafarinas y costas de Melilla. En la actualidad, el aumento alarmante de la contaminación y la turbidez, unido al deterioro generalizado de toda la franja costera, está determinando una notable regresión de las praderas de esta planta.

Por otro lado, *Cymodocea nodosa* se distribuye por el Mediterráneo y por las costas atlánticas desde el sur de la península ibérica hasta las islas Canarias y Mauritania. Es una planta de menor envergadura que *Posidonia oceanica* y presenta rizomas mucho más finos y hojas más cortas y delgadas. Se trata de una especie colonizadora y bastante tolerante, que no puede competir con *Posidonia*; por ello, en el Mediterráneo suele instalarse en lugares que a esta última le son desfa-



El alga *Laminaria ochroleuca*, de origen atlántico, alcanza en el mar de Alborán más de cuatro metros de altura

vorables. Por lo general, da lugar a praderas relativamente ralas y de poca entidad, si las comparamos con las de *Posidonia oceanica*, aunque en algunos puntos pueden llegar a ocupar amplias extensiones y alcanzar cierta relevancia. Se encuentra muy diseminada en fondos arenoso-fangosos, normalmente a poca profundidad y en lugares de aguas tranquilas, pero también pueden existir praderas de esta planta por debajo del nivel ocupado por *Posidonia*, entre 25 y 40 m. Es frecuente que forme praderas mixtas con el alga verde *Caulerpa prolifera*, sobre todo en las áreas más enfangadas. La comunidad de organismos que albergan los fondos de *Cymodocea* es más simple que la de *Posidonia*, pero diversas especies de invertebrados son exclusivas de este hábitat.

- Los bosques de laminarias

Las laminarias son algas feofíceas (pardas) de gran porte que se encuentran repartidas por los mares fríos y templados. Cubren amplias extensiones y dan lugar a lo que se denomina coloquialmente «bosques de laminarias», por presentar un cierto paralelismo con los bosques terrestres. En las costas europeas existen nueve especies de laminariales, de las que 7 de ellas se encuentran en las costas españolas, pertenecientes a los géneros *Laminaria*, *Saccorhiza* y *Phyllariopsis*. Salvo *Laminaria rodriguezii*, que es endémica del Mediterráneo (en nuestras costas sólo se conoce en el mar balear y en algunos puntos aislados del Levante (entre 60 y 80 m de profundidad), las restantes especies son atlánticas, aunque algunas de ellas pueden penetrar en el Mediterráneo occidental. En concreto, *Laminaria ochroleuca* y *Saccorhiza polyschides*, que son más propias de aguas templadas y se extienden hasta Marruecos, forman espectaculares bosques en la zona del estrecho de Gibraltar y en los fondos que circundan la isla de Alborán, donde ocupan grandes extensiones entre 30 y 55 m de profundidad. Estas algas alcanzan aquí una gran talla, y superan muchas veces los 4 m de altura, y la densidad de frondes es también muy elevada. Estos bosques albergan una comunidad extraordinariamente rica en especies y en el Mediterráneo sólo están presentes en la zona mencionada, en algunos puntos de la costa argelina y en el estrecho de Mesina. Por ello, los bosques de laminarias del mar de Alborán constituyen una de las comunidades más singulares y de mayor interés del Mediterráneo y de las costas españolas.

- Los fondos coralígenos

Se denominan así a unas complejas comunidades que se asientan sobre concrecionamientos de diversas algas coralinas incrustantes, en fondos situados por debajo de 20-25 m de profundidad, en condiciones de iluminación atenuada. Se trata de formaciones organógenas muy complejas, constituidas por varias especies de algas rojas incrustantes de los géneros *Mesophyllum*, *Lithophyllum*, *Lithothamnion* y *Spongites*, y muy diversos animales sésiles filtradores, sobre todo cnidarios, briozoos, esponjas y poliquetos serpulidos, muchos de los cuales presentan llamativos esqueletos calcáreos. Estas formaciones pueden alcanzar varios metros de espesor y están sometidas a un equilibrio dinámico entre la actividad generadora de las especies constructoras y la destrucción causada por diversos organismos perforadores, mayoritariamente esponjas, como las del género *Cliona* y afines, y algunos bivalvos (de las familias Petricolidae, Hiatellidae o Pholadidae). La acción destructora de estas especies sobre la comu-



Los fondos rocosos circalitorales albergan ricas comunidades animales

nidad coralígena es la que genera los denominados fondos detríticos costeros, los cuales están formados, precisamente, por todo tipo de restos calcáreos fragmentados, mezclados con una proporción variable de sedimentos.

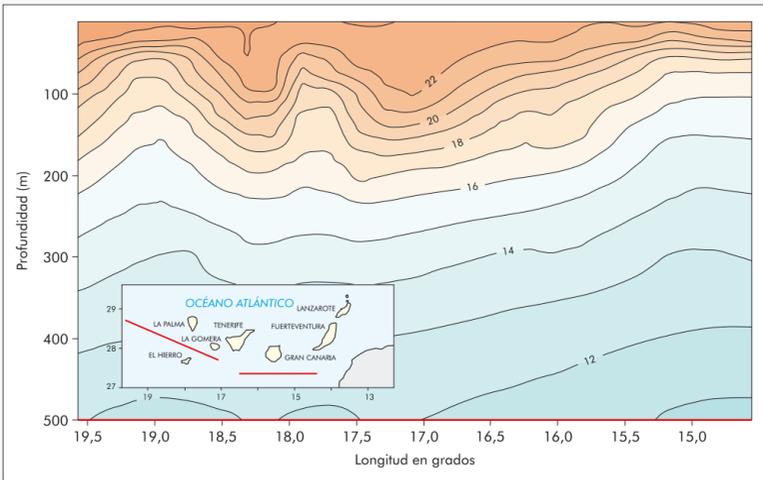
En el coralígeno las algas calcáreas desempeñan fundamentalmente un papel estructural, recubriendo el sustrato y siendo a su vez soporte para muchas especies de animales que viven fijados a ellas y que se alimentan filtrando el agua. Toda esta maraña de organismos constituye un complejo hábitat con multitud de nichos, en el que viven numerosas especies. Junto a las praderas de *Posidonia*, los fondos coralígenos constituyen el otro polo de diversidad del Mediterráneo. La fisionomía del paisaje submarino en este tipo de fondos está dominada por los animales filtradores sésiles, que además suelen estar vivamente coloreados y pueden alcanzar grandes tallas. Podríamos hablar, en este caso, de auténticos paisajes animales, al contrario de lo que sucede en la mayoría de los paisajes de aguas superficiales, dominados fisionómicamente por especies vegetales (algas y fanerógamas). Por todo ello, los fondos coralígenos, aparte de su gran interés biológico, presentan un notable valor estético y gran vistosidad y colorido, por lo que son muy apreciados por los buceadores. En el litoral mediterráneo español, los fondos coralígenos mejor conocidos y más visitados por los buceadores son los que se encuentran en las islas Medas, en la costa Brava, pero se hallan también muy repartidos por buena parte de nuestras costas, aunque siempre ocupan enclaves relativamente reducidos.

Quizás, entre todas las especies que pueblan los fondos coralígenos mediterráneos, las más llamativas y emblemáticas sean las gorgonias (cnidarios octocoralarios), conocidas vulgarmente como «abanicos de mar». Las gorgonias son especies coloniales perennes, cuyas colonias están muy ramificadas y pueden alcanzar gran tamaño. Presentan un crecimiento muy lento y una longevidad de decenas de años. Se sitúan en lugares sometidos a fuertes corrientes y sus colonias suelen ramificarse en un solo plano, que se orienta en posición perpendicular a la dirección de la corriente dominante. De entre las diversas especies de gorgonias que pueblan los fondos litorales mediterráneos, sin duda, la más emblemática, vistosa y de mayor envergadura es la gorgonia roja o camaleón (*Paramuricea clavata*). Sus colonias pueden superar un metro de altura y presentan un color rojo o púrpuro aunque a la profundidad donde se hallan, se aprecian de color azul intenso, si no se les aplica una fuente de luz artificial.

BIBLIOGRAFÍA

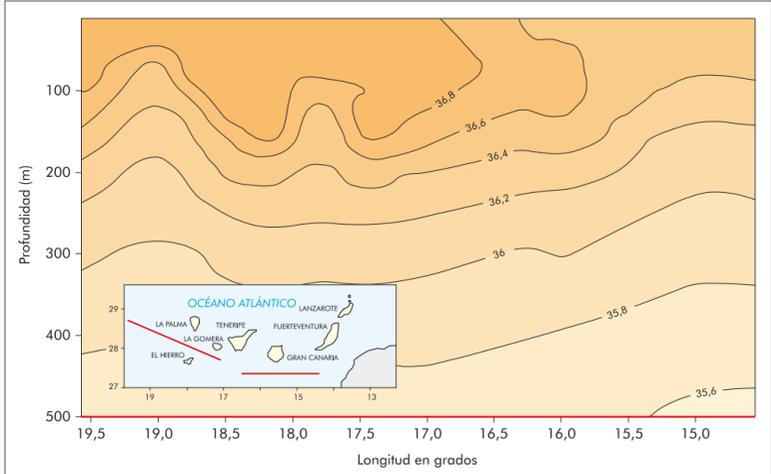
- BOUDOURESQUE, C.F., «Impact de l'homme et conservation du milieu marin en Méditerranée». 2ª edición. GIS Posidonie publ. 1996.
- CORRAL, J. y TEMPLADO, J. «Mares y costas». Págs. 128-146 en: La naturaleza de España (Reyero, J.M. ed.). Ministerio de Medio Ambiente, 2002.
- COSTEAU, J. «El mundo de los océanos». Barcelona. Ed. Folio, 1989.
- ERICKSON, J. «El misterio de los océanos». McGraw-Hill de divulgación científica, 1992.

DISTRIBUCIÓN VERTICAL DE TEMPERATURA (°C)



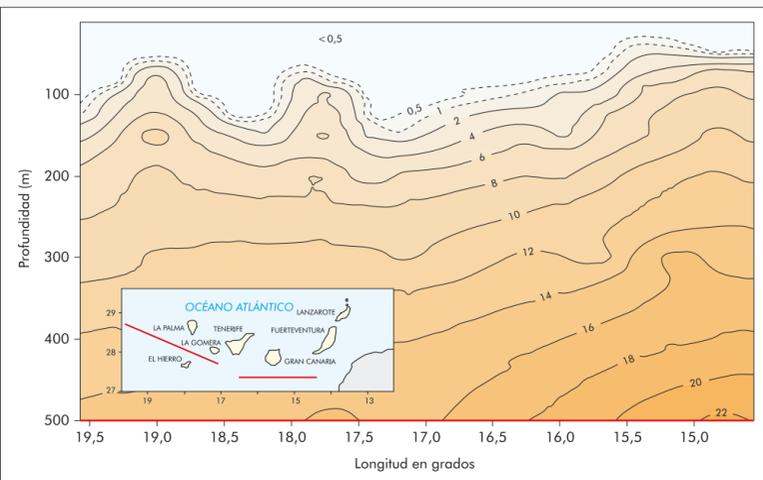
Fuente de información: Instituto Español de Oceanografía, Ministerio de Ciencia y Tecnología, Septiembre 1998

DISTRIBUCIÓN VERTICAL DE SALINIDAD (mg/l)



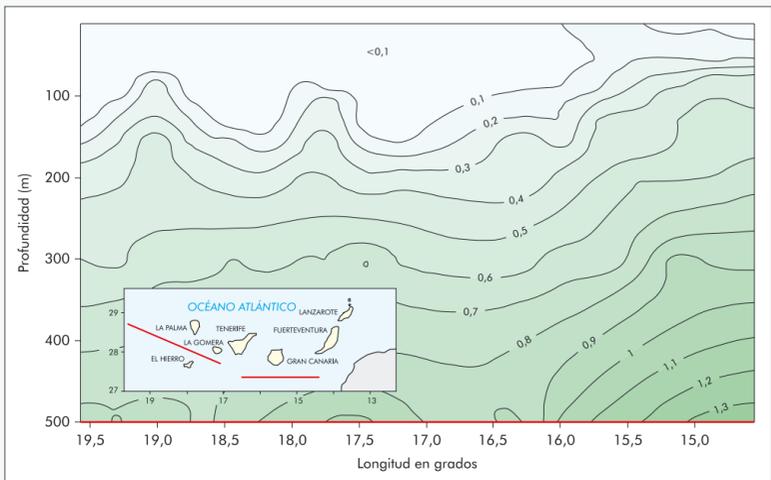
Fuente de información: Instituto Español de Oceanografía, Ministerio de Ciencia y Tecnología, Septiembre 1998

DISTRIBUCIÓN VERTICAL DE NITRATO (µm/l)



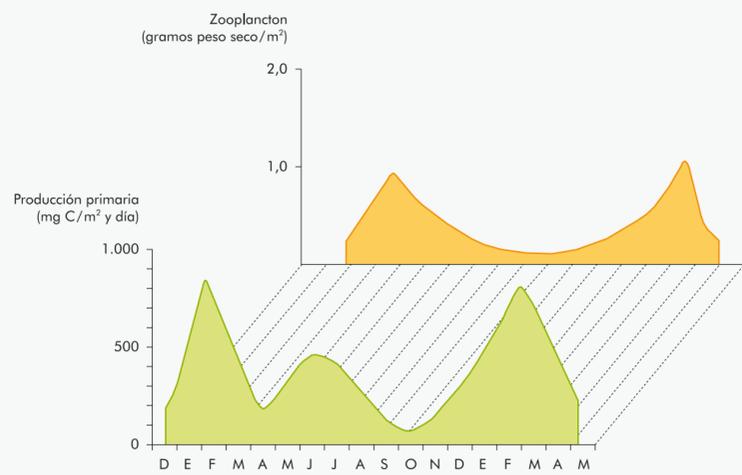
Fuente de información: Instituto Español de Oceanografía, Ministerio de Ciencia y Tecnología, Septiembre 1998

DISTRIBUCIÓN VERTICAL DE FOSFATO (µm/l)



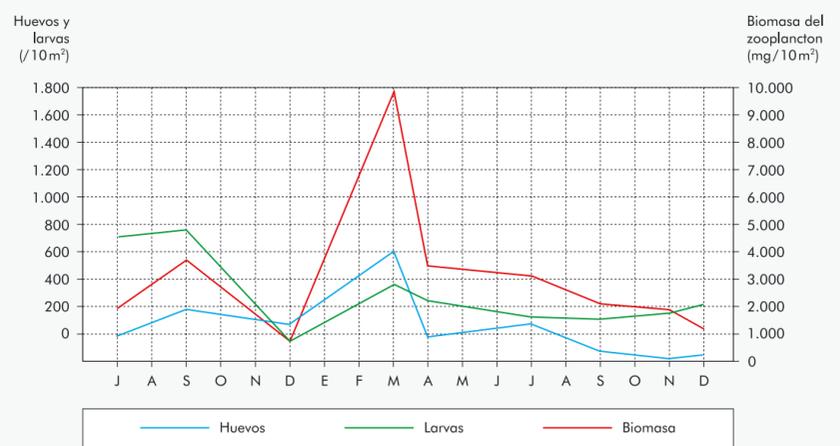
Fuente de información: Instituto Español de Oceanografía, Ministerio de Ciencia y Tecnología, Septiembre 1998

PRODUCCIÓN MARINA Y ZOOPLANCTON



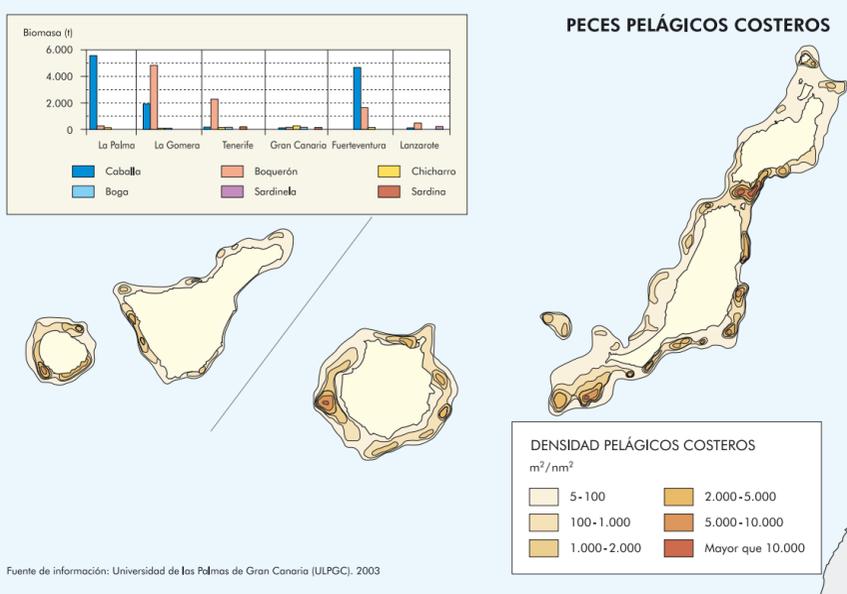
Fuente de información: Instituto Español de Oceanografía, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Periodo: diciembre 1974 - mayo 1976

BIOMASA DE ZOOPLANCTON Y ABUNDANCIA DE ICTIOPLANCTON



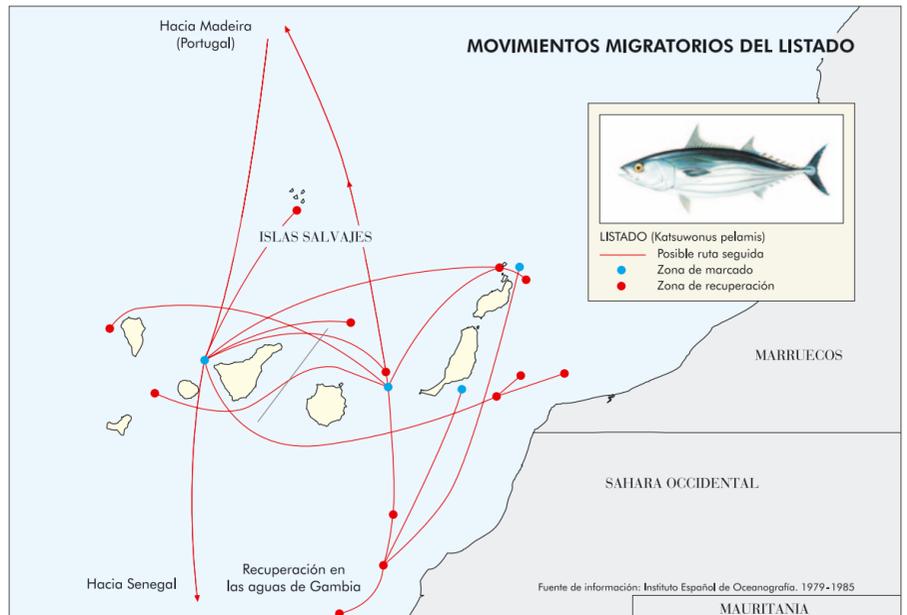
Fuente de información: Instituto Español de Oceanografía, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Periodo: julio 1988 - diciembre 1989

PECES PELÁGICOS COSTEROS

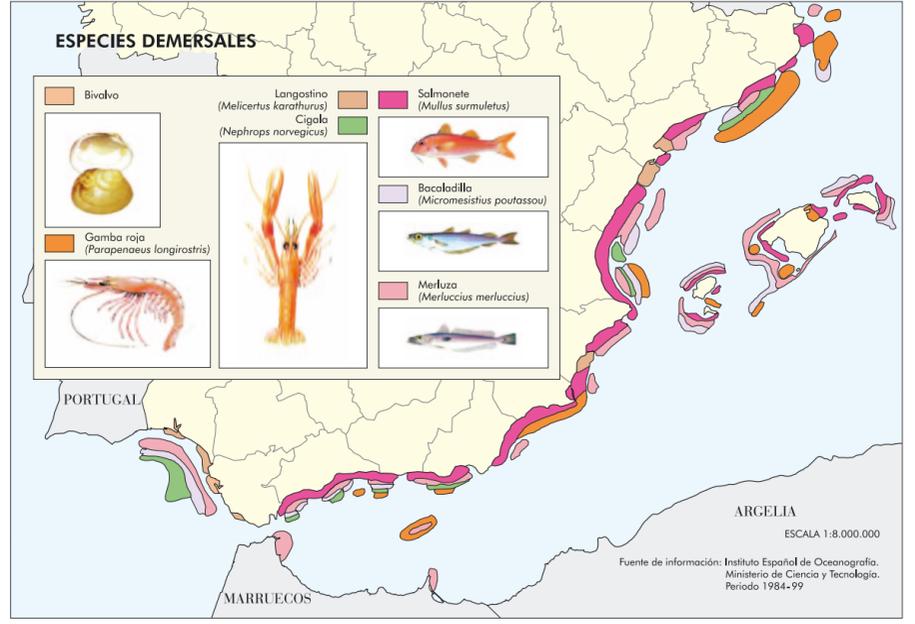
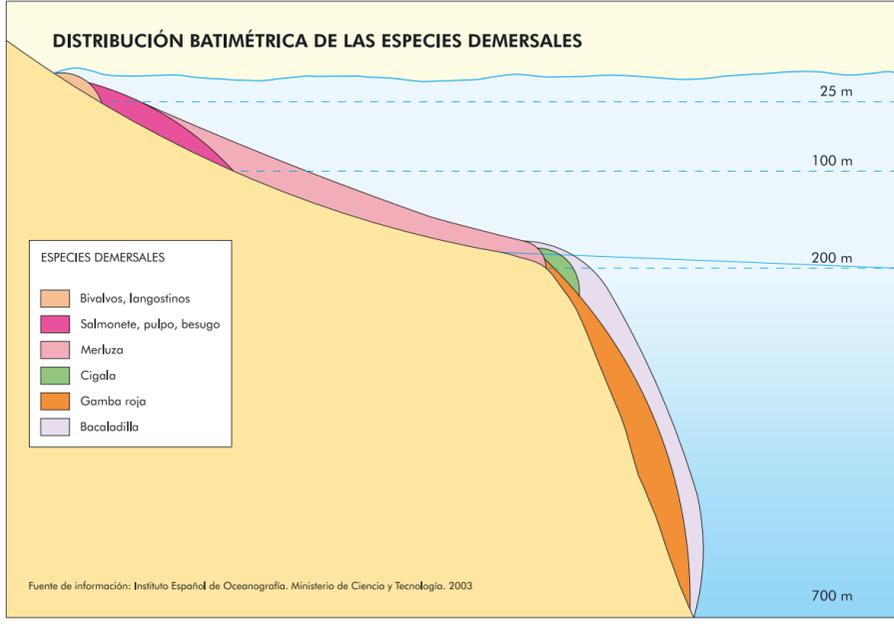
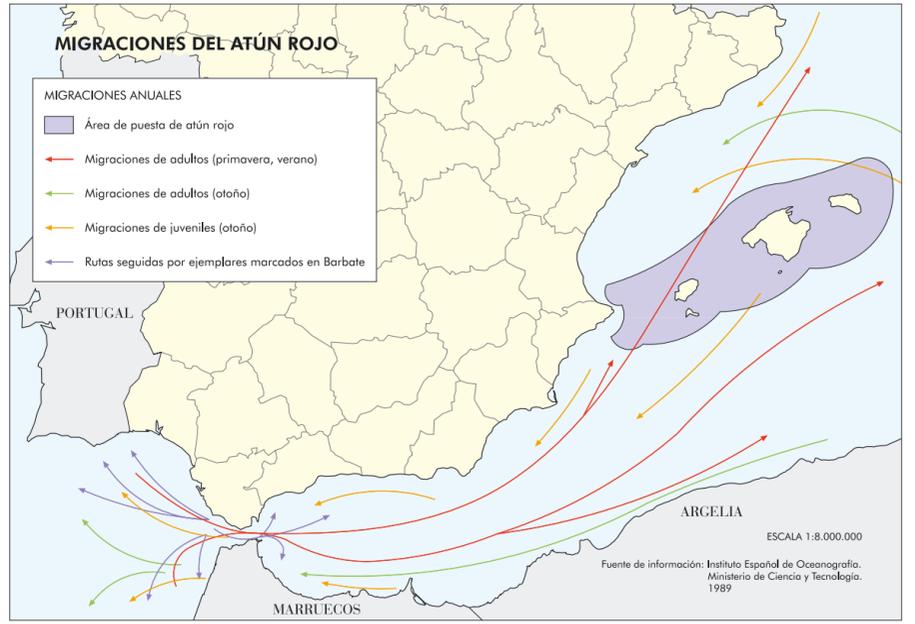
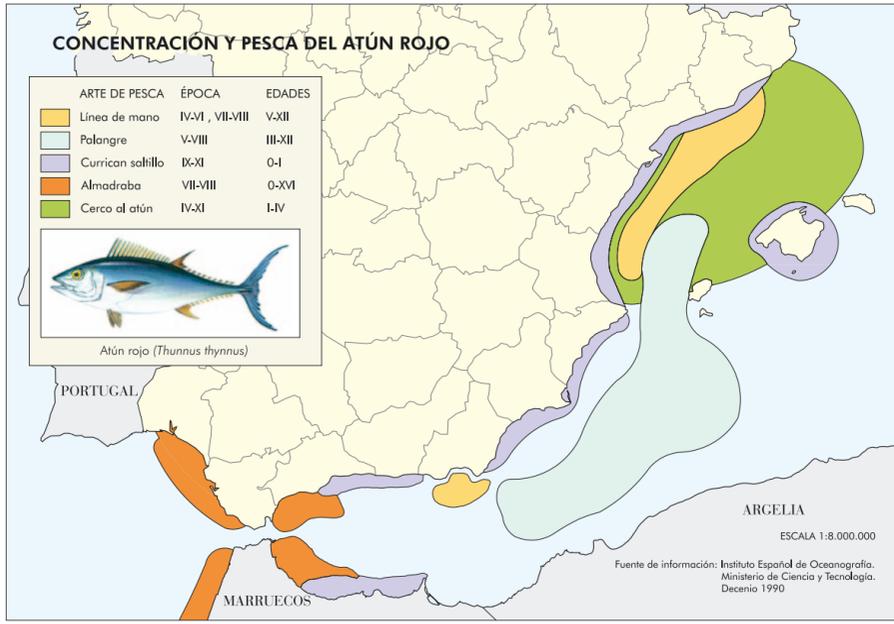
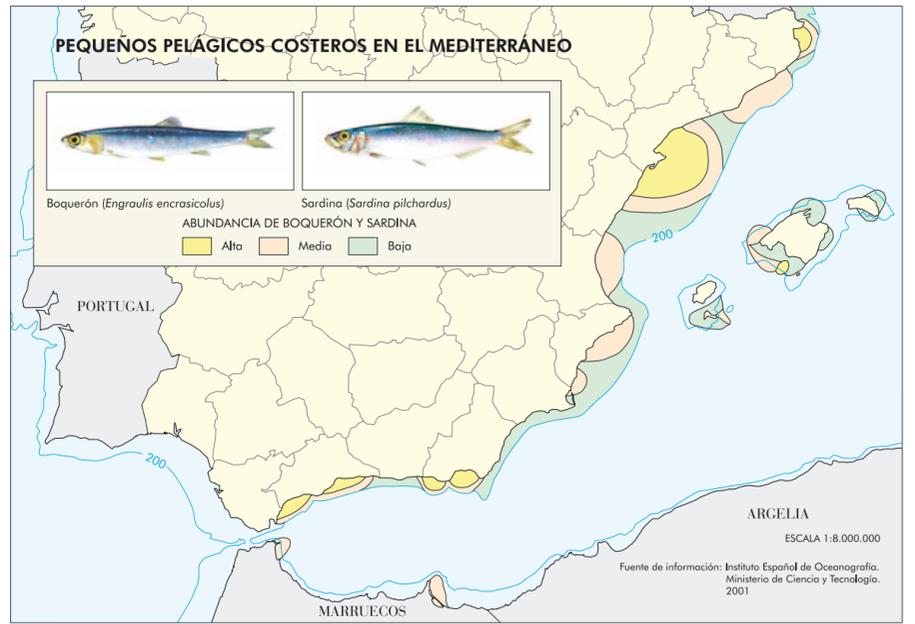
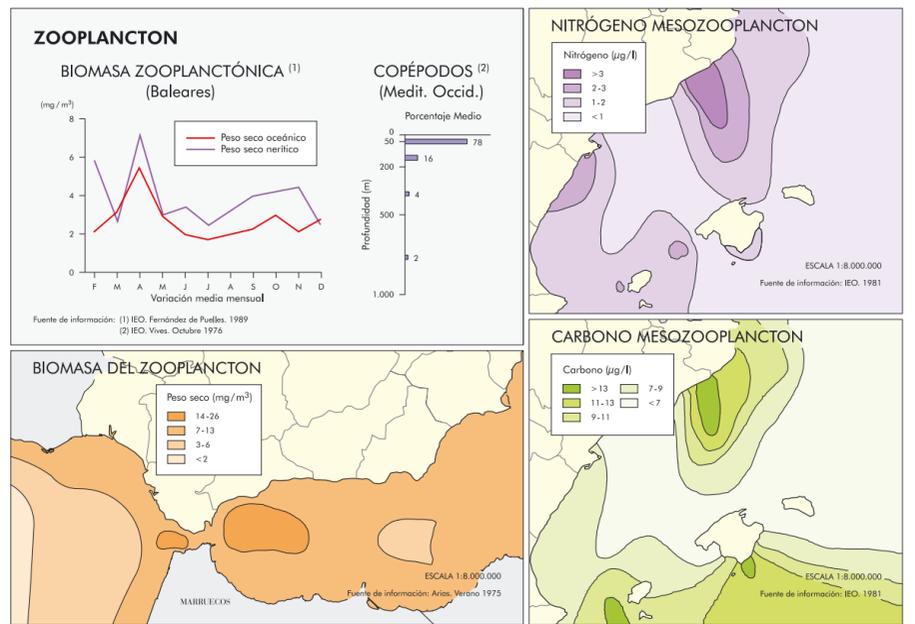
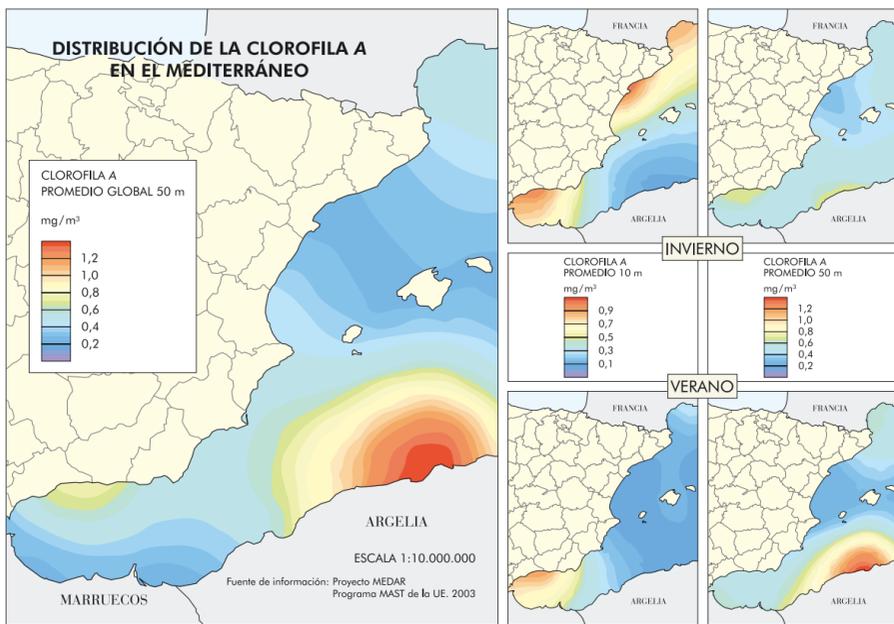


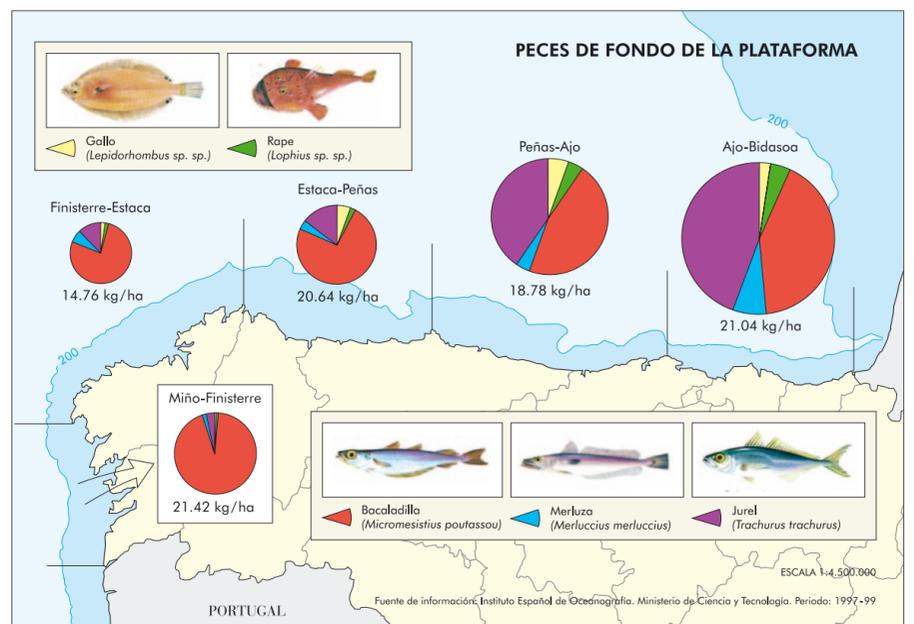
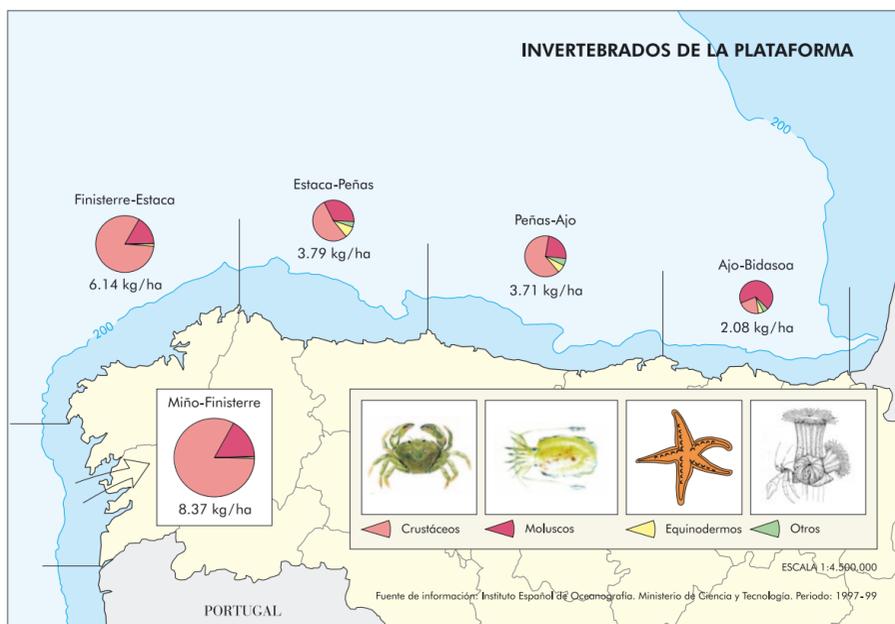
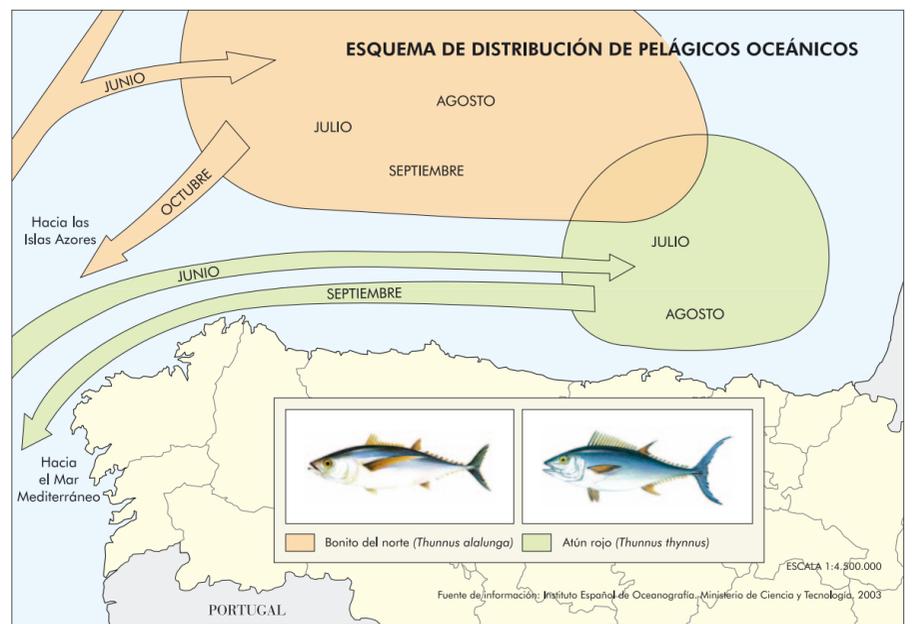
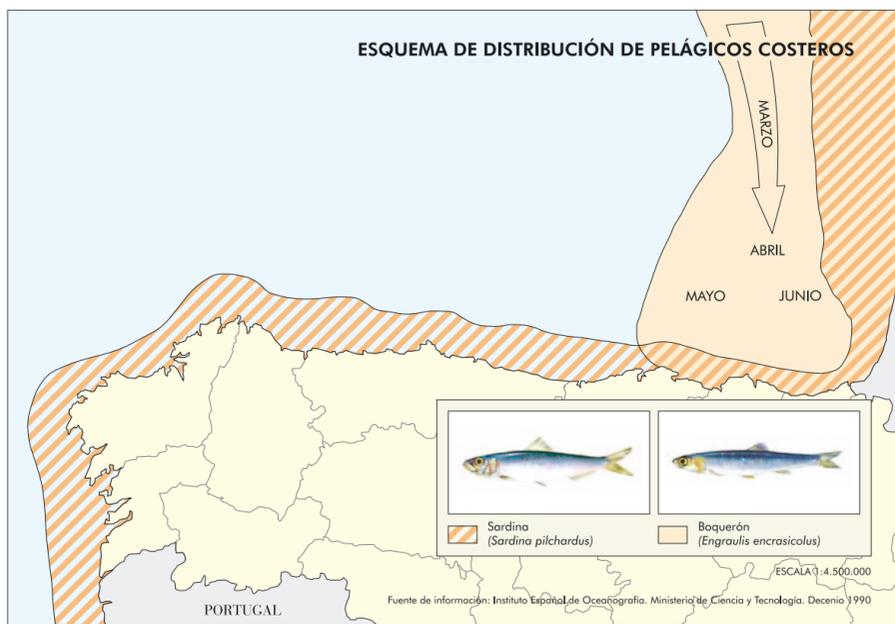
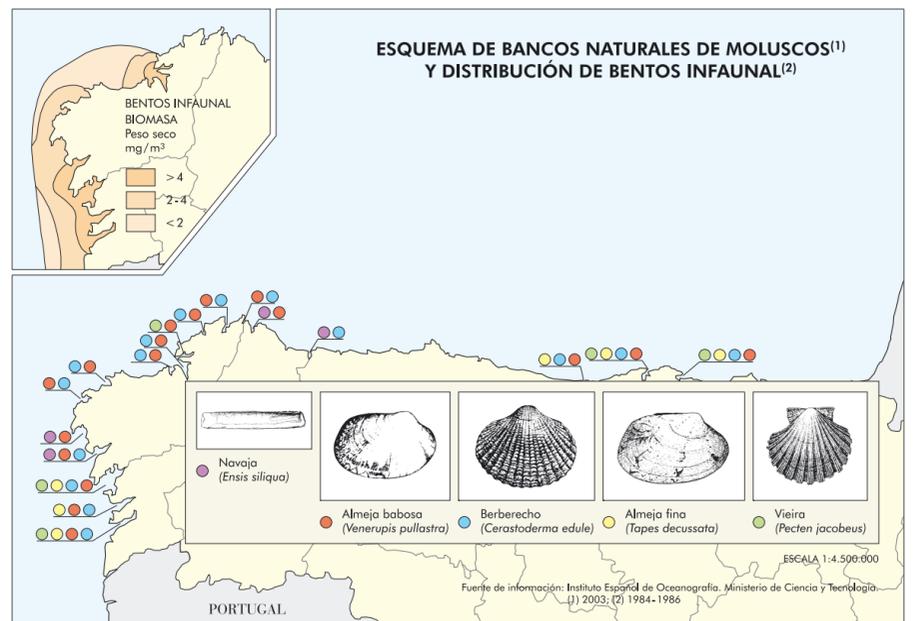
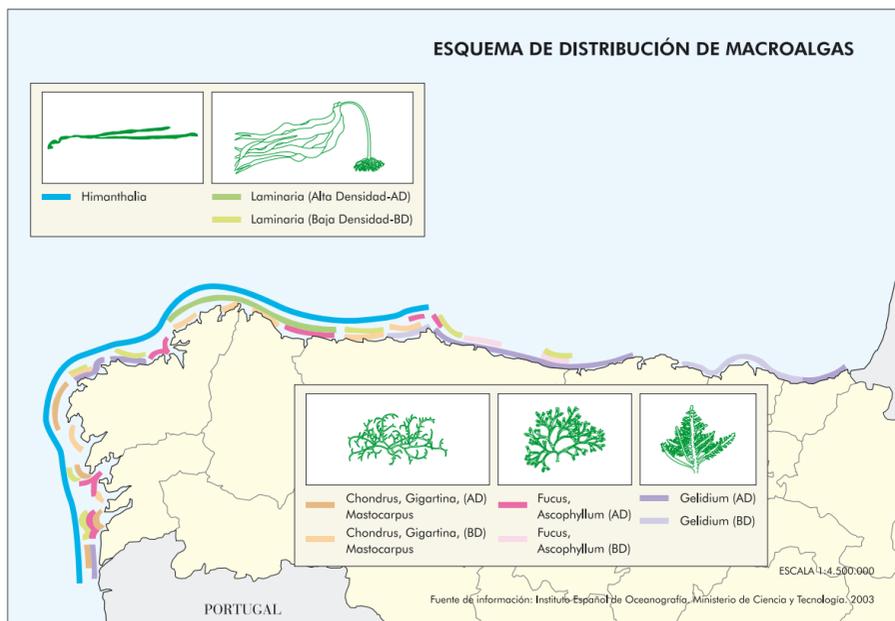
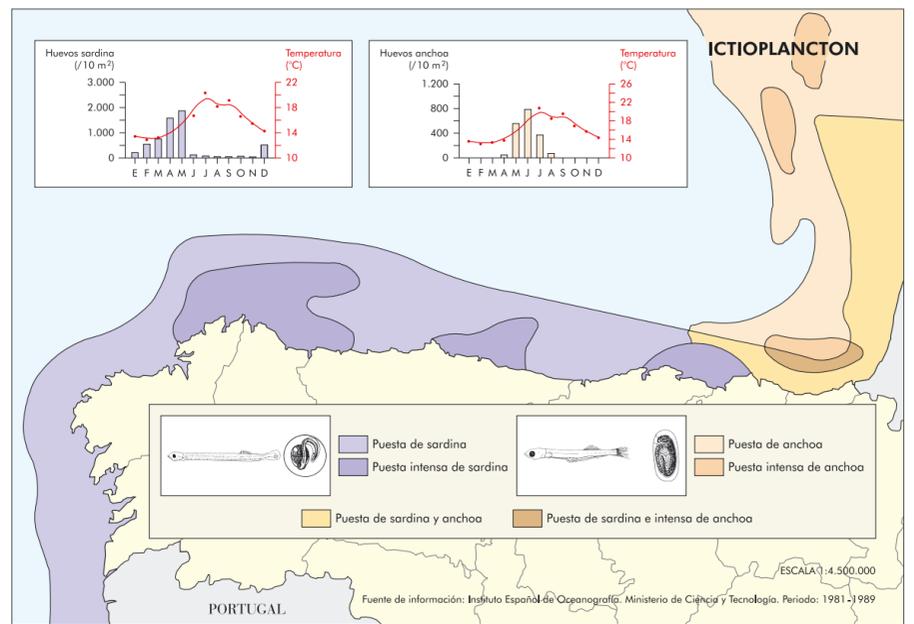
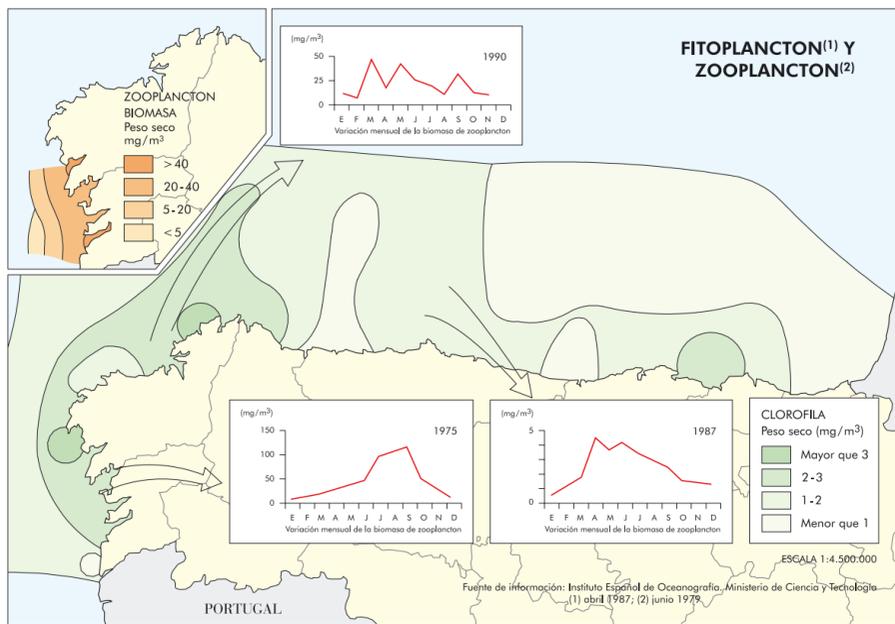
Fuente de información: Universidad de las Palmas de Gran Canaria (ULPGC), 2003

MOVIMIENTOS MIGRATORIOS DEL LISTADO



Fuente de información: Instituto Español de Oceanografía, 1979-1985





Características oceanográficas

Temperatura del mar

Entre las propiedades físicas más importantes de los océanos destacan la temperatura y la salinidad porque ambas determinan su densidad que es el principal factor en el control de los movimientos verticales y en parte de los horizontales.

Un 50 por 100 de la energía solar incidente es absorbida en la superficie terrestre de la que el mar cubre un 75 por 100. Además su almacenamiento es diferente, en el mar penetra a mayor profundidad y los movimientos turbulentos la distribuyen a las capas profundas. La Tierra es calentada, principalmente en el ecuador, por la radiación del sol y se enfría al irradiar, de una manera casi uniforme en función de la latitud, calor al espacio. Como resultado hay un calentamiento neto, aproximadamente entre las latitudes de 35° norte y 35° sur, y un enfriamiento hacia los polos desde estas latitudes. Ya que la temperatura media anual de la Tierra no varía, o si lo hace es en magnitud muy inferior a la diferencia térmica entre latitudes, la atmósfera y el océano deben transportar el exceso de calor hacia los polos para que se mantenga el equilibrio de la radiación observado en la parte superior de la atmósfera.

Algunas veces se han referido al océano como el volante regulador del sistema climático, comparándolo con el volante de los motores que mantiene constante las revoluciones de los mismos. El océano almacena energía termal cuando hay un exceso de la misma, durante el día o en verano; y suministrándola cuando es escasa, durante la noche y en invierno. Cuando es calentado, el océano responde almacenando calor y aumentando la evaporación. Como este calor se mezcla, debido al efecto del viento, con las capas marinas inferiores situadas unos metros más abajo, la temperatura no se eleva tanto como lo hace en tierra bajo las mismas condiciones de calentamiento. Cuando se enfría, responde generando movimientos verticales convectivos (las aguas superficiales más frías, más densas, se hunden) que distribuyen el frío a profundidades considerables, a veces hasta el fondo. Así la bajada de temperatura es mucho menor que en tierra bajo las mismas condiciones de enfriamiento. El resultado final es que sobre los dos tercios de la superficie terrestre el rango de temperatura varía entre -2° C y +30° C (sobre los continentes, el restante un tercio, el rango es de unos 100° C). En un lugar determinado del océano la variación diaria de la temperatura superficial no pasa de 1° C y de 10° C a lo largo del año (los valores continentales son, respectivamente, 10° C y 100° C).

Como es de esperar, las mayores temperaturas se encuentran en las zonas tropicales y van disminuyendo progresivamente hacia los polos. Las distorsiones de las isoterms (líneas de igual temperatura), por regla general cerca de los continentes, están relacionadas con el transporte, por las corrientes, de aguas cálidas hacia latitudes altas o frías hacia latitudes bajas.

La mayor parte de la energía del Sol es absorbida en las primeras decenas de metros, calentando directamente el agua.

El calor es transmitido a las capas inferiores, principalmente por la mezcla turbulenta generada

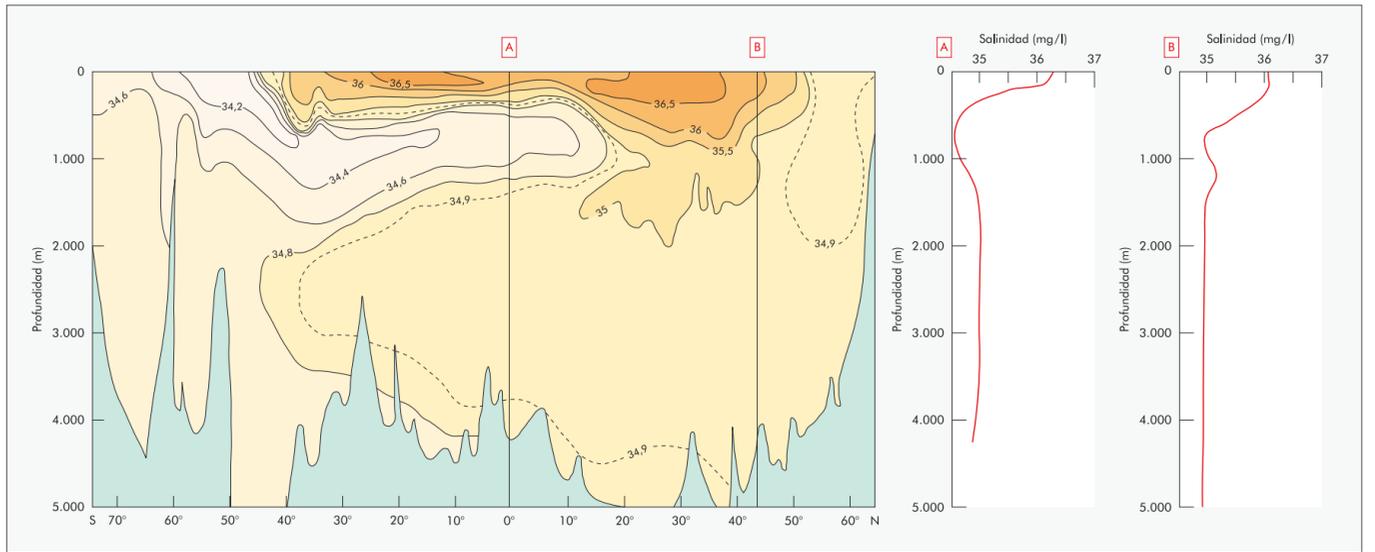


Fig. 2. a) Distribución de la salinidad a lo largo de la cuenca atlántica occidental. b) y c) Perfiles verticales en las situaciones A y B. (Adaptada de «Seawater: its composition, properties and behaviour». Open University-Pergamon Press. 1989, ISBN 0-08-036367-9)

por los vientos y olas. De esta manera se crea una capa superficial llamada de mezcla que puede llegar a los 200 o 300 m en el interior de los océanos o a sólo 10 m en aguas costeras protegidas. En la capa de mezcla la temperatura varía poco con la profundidad (fig. 1).

Entre los 200 m y los 1.000 m la temperatura disminuye rápidamente con la profundidad, existe un gradiente bastante acusado. Esta región se conoce con el nombre de termoclina permanente, por debajo de la cual no existen variaciones estacionales de temperatura (excepto en las regiones polares) y donde ésta disminuye gradualmente hasta alcanzar un rango entre 0 y 3° C (fig. 1). Este pequeño rango es prácticamente constante, geográfica y estacionalmente, a lo largo de todos los océanos, pues está determinado por la temperatura de las aguas frías que se hunden en las regiones polares.

En las latitudes medias la temperatura y la profundidad de la capa superficial de mezcla varían con las estaciones. En invierno cuando las temperaturas superficiales son bajas y los vientos más intensos, se puede extender hasta la termoclina permanente; el perfil de temperatura es casi vertical en 200 o 300 m. En verano al subir las temperaturas y al ser las temporadas de calma más duraderas se desarrolla una termoclina llamada estacional (fig. 1).

En latitudes tropicales no hay enfriamiento invernal, así que sólo existe una termoclina permanente. A latitudes altas no existe termoclina permanente aunque sí se puede desarrollar una estacional en verano. La termoclina permanente nos permite dividir el océano en tres capas principales. Las profundidades de la capa de mezcla y la termoclina permanente son menores a bajas latitudes ya que en esta región los vientos son débiles y los contrastes estacionales menores.

La estructura termal del océano es bastante estable ya que es mantenida por movimiento continuo del sistema global de corrientes superficiales y profundas.

Salinidad

La concentración media de las sales disueltas en el océano, la salinidad, es alrededor del 3,5 por 100 por peso.

Las unidades usadas para medir la salinidad en Oceanografía han variado en este siglo. Hoy día se usa la llamada «salinidad práctica» que carece

de unidades. Se halla en función de la conductividad eléctrica y equivale aproximadamente al número de gramos de sal por litro de agua.

En general la variación de la salinidad en el océano depende del equilibrio evaporación-precipitación-descarga de ríos, congelación-fusión de hielos y de la mezcla entre las aguas superficiales y profundas.

La salinidad en la superficie del mar tiene un máximo alrededor de los 20° norte y sur de latitud donde la evaporación excede a la precipitación. Puede alcanzar, en estas regiones, valores superiores a los 37. Desde ellas, decrece hacia el norte y hacia el ecuador hasta alcanzar valores de 34.

El rango de la variación vertical de la salinidad es pequeño, entre 37 y 34. Los gradientes son grandes en los primeros 1.000 m, región que está controlada climáticamente; sin embargo, la influencia de las fluctuaciones, en estas capas superiores sobre las aguas más profundas, donde las salinidades varían entre 34,5 y 35 en todas las latitudes, es pequeña (fig. 2). La zona donde el gradiente vertical de la salinidad es acusado se llama haloclina.

Las aguas mediterráneas tienen una salinidad mayor que las atlánticas, ya que el Mediterráneo es una cuenca de concentración donde la evaporación es superior a la precipitación y el aporte de los ríos. El agua atlántica que entra por Gibraltar para compensar el exceso de evaporación tiene una salinidad de alrededor de 36 que, en su progresión hacia la cuenca levantina, puede aumentar hasta un valor de 39. Para compensar este exceso de salinidad, las aguas mediterráneas vierten al Atlántico por debajo de las aguas atlánticas entrantes, alcanzando su nivel de equilibrio sobre los 1.200 m de profundidad distinguiéndose por unos máximos relativos de salinidad y temperatura.

plejo que se inicia con el desarrollo de pequeñas ondulaciones en la superficie del agua provocadas por oscilaciones de presión asociadas a ligeras fluctuaciones del viento.

Así aparecen unas ondas básicas que pueden seguir desarrollándose, si el viento adopta una dirección más o menos constante, que comienzan a unirse y a soldarse para adoptar una forma más parecida a lo que generalmente se conoce por olas. La parte más elevada de la ola recibe el nombre de «cresta» y la más hundida el de «valle»; la «altura» es la distancia entre cresta y valle. La distancia entre dos crestas consecutivas se llama longitud de onda (L) y se denomina período al tiempo que transcurre entre el paso de una cresta y la siguiente.

Las olas continúan acumulando energía y desarrollándose mientras viajan por la zona sobre la que sopla el viento, en tanto se mantengan la velocidad y dirección de este, y su crecimiento cesará cuando abandonen la región sobre la que sopla el viento o cuando éste amaine notablemente. Por tanto, el grado de desarrollo de las olas depende no sólo de la velocidad del viento, sino también del tiempo durante el que sopla (persistencia) y de la distancia a la que actúa (*fetch* o alcance).

Aún cuando las condiciones de velocidad, persistencia y alcance sean favorables, el desarrollo de las olas tiene un límite, que se alcanza cuando aparece espuma en su parte superior provocada por la rotura de las crestas. Llegados a este punto, en el que la pérdida de energía producida por la rotura de la olas equilibra el aporte energético del viento, cesa el crecimiento de las olas y se habla de oleaje completamente desarrollado.

Lo anteriormente expuesto corresponde al proceso de formación y mantenimiento de el mar de viento, que se puede definir como el conjunto de olas generado en la zona sobre la que sopla el viento y está caracterizado por ser muy irregular y formado por olas de período inferior a 15 segundos.

El mar de fondo, por el contrario, está formado por el conjunto de olas que se propagan fuera de su zona de generación. Estas olas suelen ser más regulares, con crestas menos agudas y de mayores longitudes de onda que las del mar de viento del que procedían. A veces, pueden coincidir trenes de olas procedentes de distintas zonas de formación y, por tanto, que se propagan en direcciones diferentes. En tal caso, el mar de fondo es el resultado de la superposición de todos ellos.

Al contrario que el mar de viento, el mar de fondo necesita una amplia extensión de mar para su formación y desarrollo, ya que no se puede for-

ESTRUCTURA TERMAL DEL OCEANO

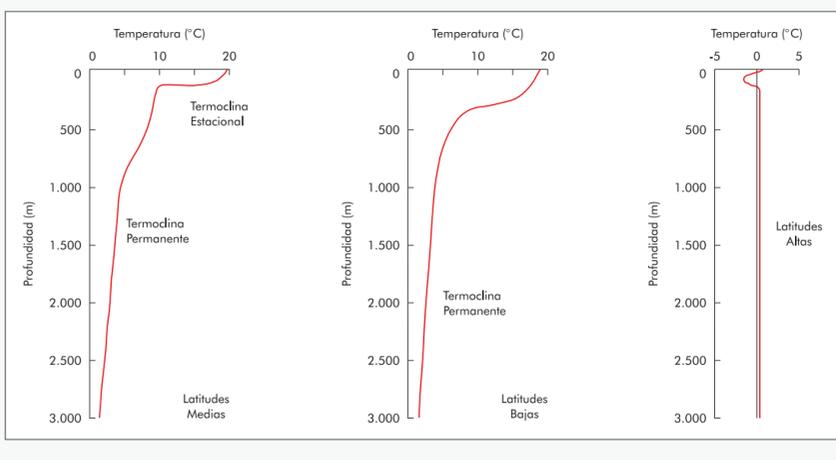


Fig. 1. Distribución vertical de la temperatura de los océanos según la latitud. (Adaptada de «Seawater: its composition, properties and behaviour». Open University-Pergamon Press. 1989, ISBN 0-08-036367-9)

El oleaje

Conceptos generales

El término olas se reserva, por lo común, para designar las ondas que se forman sobre la superficie del mar por la acción directa del viento. Es la característica más visible y conocida de la superficie del mar. Su generación es un fenómeno com-



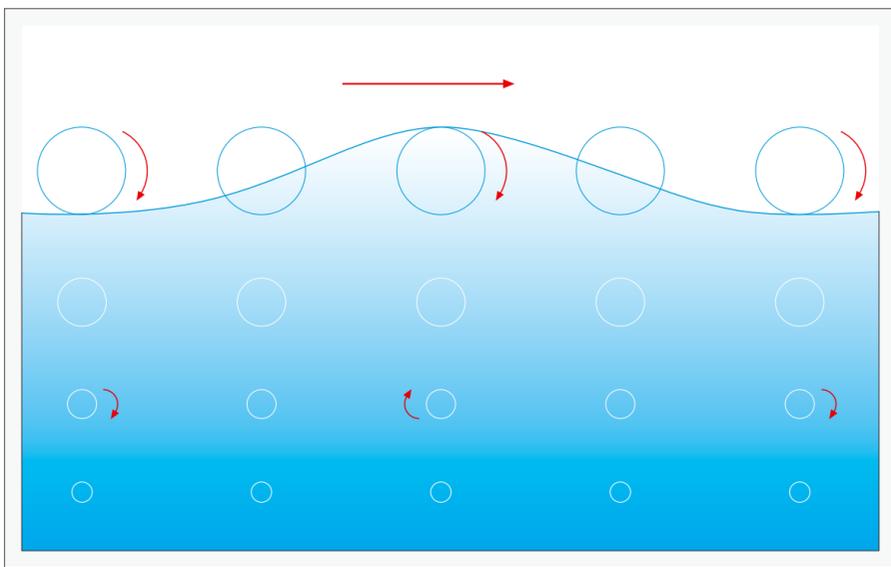


Fig. 3. Esquema del origen de giropartículas

mar sin espacio y tiempo suficientes y además esta última se propaga a distancias largas, aún sin viento, si bien, pierde progresivamente altura, energía y poder destructor.

El oleaje en un punto es la sucesión continuada de olas que pasan por ese punto. Puede estar formado sólo por mar de fondo, sólo por mar de viento, o por una combinación de ambos.

Una vez formado, el sistema de oleaje realiza su desplazamiento en una dirección conocida como dirección de propagación y es entonces cuando interviene como parámetro de gran interés la altura significativa, que es necesario introducir porque el oleaje nunca es estrictamente regular y no es raro observar olas de muy diferentes alturas que se suceden a través de un punto. Por ello, se conviene en utilizar, como una de las variables para la descripción del oleaje, la altura significativa, o altura media del tercio de olas más alto que se suceden por un punto.

Para entender su significado hay que saber que las olas son muy distintas unas de otras, que pueden llegar olas pequeñas inmediatamente después de otras grandes y viceversa. Si se imaginan sepa-

rada, también pueden causarlas olas pequeñas pero que inciden persistentemente con oblicuidad grande. Por eso es importante conocer ambos datos.

Para la captación de esos datos, el ente público Puertos del Estado dispone de una red de boyas de medida y la Dirección General de Costas coloca también boyas de carácter temporal para resolver problemas concretos con la participación del Centro de Estudios y Experimentación de Puertos y Costas. Todos estos datos recogidos en las boyas de medida se gestionan por el Instituto Nacional de Meteorología del Ministerio de Medio Ambiente para su posterior difusión pública.

Propagación del oleaje

Cuando las olas se desplazan, lo que se propaga es una perturbación energética y las partículas de agua no se alejan en la dirección en la que viaja la ola, sino que lo que hacen es describir una trayectoria orbital al paso de esa perturbación.

por el fondo cuando la profundidad es superior a $L/2$, y se dice entonces que la propagación es en aguas profundas. En caso contrario se dice que la propagación es en aguas someras. En este caso la velocidad de propagación depende únicamente de la profundidad.

Productos incluidos en el Atlas

En la página 13.31 aparecen seis mapas referidos a la altura de ola significativa en la zona del Mediterráneo, del Atlántico y de Canarias.

Los tres de la derecha representan isólinas de altura de ola significativa excedida el 50 por 100 del tiempo. Esto quiere decir que en los puntos de la línea señalada con 3,0 se produce durante la mitad del tiempo un oleaje de más de tres metros de altura de ola significativa y la otra mitad, un oleaje inferior.

Los tres mapas de la izquierda tienen un significado similar, y a ellos las isólinas se refieren a la altura de ola significativa excedida sólo el 3 por 100 del tiempo.

En la página 13.32 aparecen seis mapas referidos a la dirección del oleaje. En la parte superior izquierda aparece un mapa de dirección media del oleaje anual. Los otros cinco mapas representan la distribución sectorial del oleaje anual y en las diferentes estaciones del año. En cada una de las áreas dibujadas aparece una rosa de oleaje, en la que se representa la dirección de procedencia del oleaje en porcentaje y la velocidad.

Elaboración de las climatologías de oleaje

Debido a las enormes dificultades y costes que supone mantener una red de observación marítima que proporcione un registro de datos continuado y que sea suficientemente denso desde el punto de vista geográfico, existe una escasez de datos obtenidos por observaciones directas, tanto por este sistema como las obtenidas desde buques de observación voluntaria. Este inconveniente ha planteado tradicionalmente serios problemas a la

pende de un conjunto de medidas escasas, dispersas y de dudosa homogeneidad, sino que recurre a los campos de oleaje producidos por modelos de generación de oleaje que son alimentados con largas series de campos analizados de viento en superficie.

Los campos climatológicos que se incluyen en el presente Atlas se han construido a partir de los campos de oleaje obtenidos por el modelo de generación de oleaje WAM, sustentado con los análisis de viento en superficie para el período que va de 1979 a 1993, producidos por el Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio correspondientes al ERA-15.

Corrientes

Las aguas que bañan las costas españolas constituyen uno de los laboratorios de oceanografía física más fascinantes del planeta. Las diversas regiones del litoral español están dominadas por distintos fenómenos físicos, que ofrecen una variedad difícil de encontrar en otros puntos del mundo. Además, algunos de los fenómenos tienen importantes implicaciones en regiones muy alejadas geográficamente.

Los gráficos que se presentan, consistentes en rosas de corrientes, pretenden mostrar dicha variedad de fenómenos y ofrecer la primera descripción basada en datos medidos de la circulación superficial en las aguas españolas.

Antes de analizar los fenómenos oceanográficos dominantes es conveniente efectuar un repaso teórico de los distintos tipos de corrientes existentes, clasificadas en función del mecanismo que las origina:

Corrientes inducidas por viento

El viento induce corrientes marinas al soplar sobre la superficie del mar por medio de la transferencia de momento (cantidad de movimiento) por fricción. Como en casi todo lo relacionado con la oceanografía física, ha sido en este siglo cuando se ha descrito el mecanismo por el cual el viento transfiere momento al océano. Sin embargo, fue alrededor de 1890 cuando el biólogo y explorador noruego Fridtjof Nansen, en sus viajes por el Ártico a bordo del navío *Fram*, observó que los movimientos del hielo en respuesta al viento no eran paralelos a este, sino que se desviaban en un ángulo comprendido entre 20° y 40° a su derecha. En 1898 Nansen explicó cualitativamente este fenómeno en función del balance entre tres fuerzas: la tensión de arrastre de viento, la fricción ejercida por el agua en contra del avance del témpano y la fuerza de Coriolis.

En este punto, es necesario describir someramente el origen de la citada fuerza de Coriolis, clave en la dinámica de los fluidos geofísicos. Debido a la rotación del globo, cualquier movimiento en el hemisferio norte es desviado hacia la derecha, si se mira desde una posición sobre el suelo (en el hemisferio sur es desviado hacia la izquierda). Esta aparente fuerza de curvatura es conocida como fuerza de Coriolis (debido al matemático francés Gustave Gaspard Coriolis, 1792-1843).

La forma más sencilla de entender la fuerza de Coriolis es imaginando un cañón ubicado en el polo norte que dispare una bala según la dirección de un meridiano. Durante su vuelo, la Tierra seguirá girando (en sentido contrario al de las agujas del reloj vista desde el polo norte), de forma que la bala no caerá en el citado meridiano, sino desplazada hacia el oeste. Desde el punto de vista del observador ubicado en el polo, una misteriosa fuerza ha desviado la dirección de su disparo. Esta fuerza que, al igual que la centrífuga es virtual, es la fuerza de Coriolis.

En 1902 Ekman encontró una solución numérica al esquema planteado por Nansen. Supuso para ello un océano simplificado (de profundidad infinita y sin presencia de costas) y asumió la presencia de un viento constante que sopla sobre aquel. Bajo estas hipótesis fue capaz de resolver las ecuaciones que expresan el equilibrio entre las fuerzas inducidas por arrastre de viento y Coriolis.

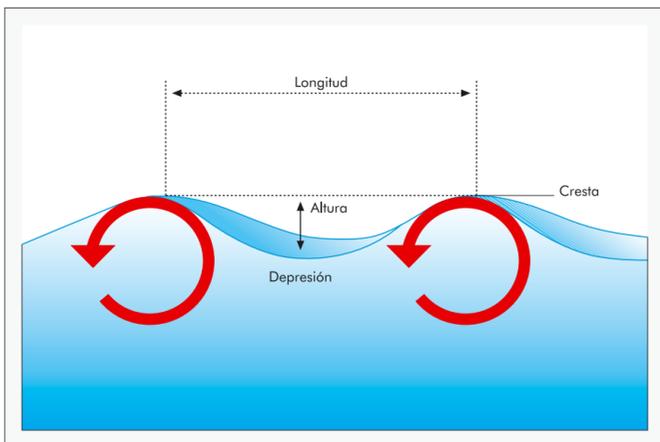


Fig. 4. Esquema del oleaje

radadas en tres grupos iguales, las pequeñas, las medianas y las grandes, la altura media de este último grupo es la conocida como altura significativa, y éste es uno de los parámetros que mejor define el oleaje.

Pero tan importante como la altura de las olas es conocer su dirección. La erosión de las costas arenosas y la estabilidad de las playas depende tanto de una como de otra. Si grandes alturas de ola pueden causar destrozos importantes en una

hora de construir climatologías de altura y dirección de olas ajustada a la realidad a partir de ese conjunto de observaciones. Sin embargo, existen informaciones deducidas de los modelos numéricos que suplen ese déficit y facilitan los estudios de aquellos parámetros de mayor interés desde el punto de vista meteorológico.

Este es el caso de la información contenida en este Atlas, que está basada en los reanálisis del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio correspondientes a los años 1979-1993 y que de forma abreviada aparecerán a lo largo del texto como ERA-15. El procedimiento de reanálisis consiste en añadir a los análisis realizados con observaciones proporcionadas en tiempo real y ya establecidas en el Programa Mundial de Observaciones de la Organización Meteorológica Mundial, otras adicionales y posteriores que pueden estar referidas a datos procedentes de barcos, boyas fijas y a la deriva, sondeos atmosféricos, satélites meteorológicos y todo tipo de informaciones recibidas a través del Sistema Mundial de Comunicaciones establecido por la Organización Meteorológica Mundial para intercambio entre sus miembros. El ERA-15 responde al deseo de disponer de un archivo de asimilación de datos generados por un sistema moderno, fiable y de fácil acceso.

Se admite que los valores así estimados para una variable son representativos de los valores alcanzados realmente por esa variable en el conjunto de puntos en el que se ha llevado a cabo el análisis. De este modo, la elaboración de climatologías de oleaje en mar abierto ya no de-

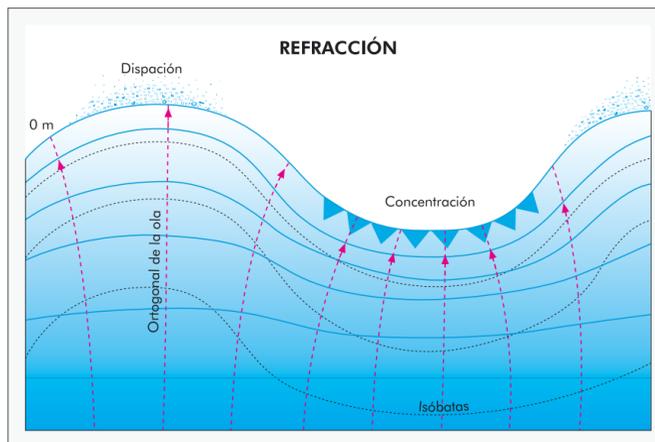


Fig. 5. Fenómeno de refracción

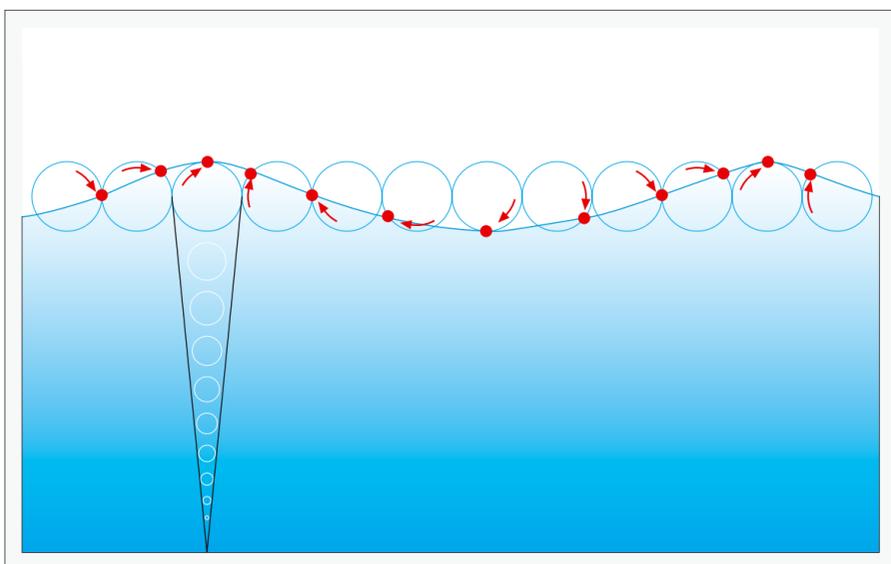


Fig. 6. Esquema general de las olas

Según estas fórmulas, la corriente inducida por el viento es máxima en la superficie del océano, y disminuye progresivamente hasta hacerse prácticamente nula a una determinada profundidad. Asimismo, la corriente en superficie aparece girada 45° en el sentido de las agujas del reloj con respecto a la dirección del viento en superficie y las corrientes más profundas presentan un giro cada vez mayor en este mismo sentido. Al dibujar en planta estos vectores de velocidad, se puede apreciar con facilidad que forman una espiral, denominada de Ekman.

Aunque las hipótesis de partida son tan alejadas de la realidad que nunca se ha podido medir directamente la espiral de Ekman, otras de las conclusiones derivadas de la teoría de Ekman tienen un aplicación directa. Más concretamente, a partir de las mismas hipótesis, Ekman dedujo que, independientemente de la forma y profundidad de la espiral, los transportes totales de agua verticalmente integrados siempre se efectúan en una dirección perpendicular a la del viento. Este hecho está en el origen del fenómeno del afloramiento, uno de los más importantes en oceanografía física.

En el caso de que, de todas las hipótesis de Ekman, se incumpla la referida a la ausencia de continentes, se considere un viento que sopla hacia el sur en la frontera este de un océano y se contemple la de un océano infinito, el transporte se efectuaría hacia el este y nuevas masas de agua procedentes del oeste rellenarían el vacío creado. Si ahora no existen tales masas de agua, sino un continente sólido, el fluido ha de tener otro origen. Forzosamente, tiene que provenir de capas más profundas. Este fenómeno es denominado afloramiento. El origen de las aguas que reemplazan a las de superficie no es muy profundo. Hay estudios de las propiedades de las aguas emergidas que indican que afloran desde profundidades típicas de 200 a 300 m.

La mayor importancia del afloramiento radica en el impacto económico que tiene, ya que la pesca es muy abundante en algunas zonas donde se produce. Esto se debe a que las aguas emergidas pueden ser ricas en nutrientes. Alrededor del 90 por 100 de las capturas pesqueras se realizan en áreas de afloramiento, que sólo corresponden al 2 ó 3 por 100 de la superficie del océano.

Corrientes de marea

El primero en dar una explicación satisfactoria al fenómeno de las mareas, que incluyera una explicación de las oscilaciones de período semidiurno, fue Newton. Según su teoría, las mareas se originan por la diferencia existente en cada punto de la Tierra entre dos fuerzas: la atracción de la Luna (o el Sol) sobre dicho punto (que depende de la distancia al astro y por lo tanto es mayor en los puntos más cercanos al mismo) y la fuerza centrífuga que sufre al girar en torno al centro de gravedad del sistema Tierra-Luna (constante en todos los puntos de la Tierra, pues todos ellos trazan un giro de idéntico radio en torno al citado centro de gravedad).

Si suponemos una Tierra sin continentes, esta diferencia de fuerzas deformaría la masa de agua, dándole forma de elipsoide alineado con el eje del sistema Tierra-Luna. Al girar nuestro planeta sobre sí mismo, un observador situado sobre su superficie pasaría por dos máximos, asociados a los extremos del elipsoide, y por dos mínimos, de forma que observaría una marea semidiurna. Esta oscilación de un océano sin límite se denomina marea de equilibrio. La combinación de los elipsoides generados por la Luna y el Sol es responsable del ciclo de mareas vivas y muertas.

Si la órbita de la Luna y la Tierra en torno a su centro de masas común fuese circular y su plano coincidiera con el del ecuador de la Tierra, las oscilaciones se podrían describir en función de un único componente armónico, denominado M2, de período 12 horas y 25 minutos (en el caso de incluir el Sol girando en el mismo plano, su influencia se podría incluir por medio del armónico S2, con un período asociado de medio día). El hecho de que el plano de rotación de la Luna y el ecuador de la Tierra no coincidan provoca que los dos máximos por los que atraviesa un punto de la superficie no sean idénticos, y genera una desigualdad diurna. Se puede imaginar que existe un astro virtual que origina esta perturbación, y es el origen de un armónico diurno, como el K1. Al existir multitud de variables que influyen en la forma del elipsoide y que sufren continuos cambios, como la distancia de la Tierra al Sol o la Luna, se necesitan una gran cantidad de armónicos (y por lo tanto de cuerpos celestes virtuales) para explicar la

oscilación periódica del nivel de mar que constituyen las mareas.

Estas oscilaciones de las masas de agua inducen las corrientes de marea. En ciertas zonas, donde existen determinadas condiciones geográficas o batimétricas, las corrientes de marea son dominantes sobre todas las demás.

Corrientes baroclinicas

La densidad del agua de mar depende directamente de la salinidad y temperatura. Al no ser estas constantes, tampoco lo es la densidad. Las diferencias de densidad inducen las denominadas corrientes baroclinicas. En contraste, las corrientes producidas por otros forzamientos y que no son afectadas por los gradientes de densidad, como la marea en ausencia de estratificación, se denominan barotrópicas.

La circulación oceánica y atmosférica puede entenderse como el mecanismo que tiene el planeta para equilibrar la insolación desigual que existe entre el ecuador y los polos.

En un océano de profundidad constante se establecería una célula de convección que transportaría, por las capas superficiales, agua caliente desde el ecuador a los polos, mientras que por las capas profundas, el agua retornaría hacia el ecuador. La presencia de la fuerza de Coriolis, del viento y de los continentes altera este sencillo patrón pero, en esencia, la circulación oceánica responde a este esquema a gran escala.

En el océano real, la presencia de los continentes hace que las masas de agua se hundan en lugares muy específicos. Este hundimiento se produce por un cambio de densidad debido al enfriamiento y, en ocasiones, al aumento de salinidad que se produce al formarse el hielo, pues el agua que se solidifica expulsa previamente su contenido en sal al fluido circundante. Este agua más densa, al pasar a capas más profundas, lleva consigo una determinada firma que es reflejo de las condiciones existentes en su lugar de origen: la relación entre temperatura y salinidad. Diferentes aguas profundas, que se formaron en zonas distintas del planeta, pueden tener una densidad parecida, pero tienen una relación T-S (temperatura-salinidad) muy distinta. A todo volumen de agua que mantiene una firma T-S determinada se le denomina «masa de agua» y se le asigna un nombre, como por ejemplo, agua de fondo antártica. Todo el océano, y no sólo las capas más profundas, está dividido en masas de agua que se mezclan y transforman muy lentamente. Al tener éstas características físicas muy diferentes se establecen gradientes de densidad que son de enorme importancia a la hora de determinar los patrones de corrientes, y la circulación resultante tiene un marcado carácter baroclinico.

A continuación se describen las corrientes existentes en las aguas costeras españolas, basándose para ello en la previa descripción de los distintos tipos de corrientes existentes y en el análisis de las rosas generadas con los datos de las boyas.

Circulación en Galicia y la cornisa cantábrica

Las corrientes en esta zona son inducidas principalmente por el viento y las diferencias de densidad del agua. Suelen ser paralelas a la costa (ver rosas de corrientes anuales de las boyas de Silleiro, Vilán-Sisargas, Estaca de Bares y cabo de Peñas) y tienen una marcada variabilidad estacional, derivada del ciclo existente en la atmósfera. En verano, la situación atmosférica es relativamente estable, con la presencia de una zona de altas presiones cuyo centro se sitúa al sudoeste de las Azores. En invierno, la circulación atmosférica está dominada por el paso alternante de anticiclones y borrascas en latitudes altas y la zona de altas presiones desciende a latitudes más bajas. Este ciclo marca el existente en la circulación oceánica en esta zona.

Durante los meses de verano los vientos en la fachada atlántica de la costa gallega tienen un componente norte, generan corrientes en dirección suroeste y favorecen el fenómeno del afloramiento antes descrito (ver rosa estacional de Silleiro). Esta es la causa de la alta productividad de las aguas gallegas y de las bajas temperaturas existentes en sus aguas durante la temporada estival. Las corrientes en toda la costa norte son predominantemente paralelas a la costa y con dirección oeste (rosa estacional de cabo de Peñas).

En invierno no existen unos vientos con una dirección tan claramente definida. Las corrientes dominantes en el talud continental y la plataforma son paralelas a la costa y en dirección hacia el po-

lo, siendo por lo tanto considerablemente más templadas y salinas que las aguas circundantes (ver rosas de invierno de Silleiro y cabo de Peñas). El origen de estas corrientes está en buena parte relacionado con el gradiente de densidad norte-sur combinado con efectos topográficos, y es por lo tanto una corriente baroclinica.

El Instituto Español de Oceanografía realiza medidas hidrológicas mensuales en plataforma y talud en una sección meridional frente a Santander desde 1991. Se ha detectado un marcado ciclo estacional de temperatura de las aguas superficiales que comienza en abril-mayo y depende de la estabilidad de las condiciones meteorológicas. El agua se estratifica y alcanza su temperatura más alta en agosto (alrededor de los 21° C) y disminuye rompiéndose la estratificación en otoño hasta volver al mínimo algo inferior a 13° C entre febrero y marzo. En esta época la columna de agua está totalmente mezclada y las concentraciones de sales nutritivas son elevadas en toda la columna de agua.

Circulación en el golfo de Cádiz

En general, la circulación superficial en el golfo de Cádiz es paralela a la costa siguiendo el movimiento de las agujas del reloj desde el cabo San Vicente, con velocidades típicas de 20-30 cm/s (ver rosa de la boya de Cádiz). Parte de esta corriente alimenta el chorro de entrada de agua atlántica por el estrecho de Gibraltar, que se describirá más adelante, y otra parte continúa hacia el sur para acabar incorporándose a la corriente de Canarias, aunque una fracción puede girar de nuevo hacia el norte para cerrar un giro anticiclónico. Hacia el centro de la cuenca las corrientes son muy débiles y variables.

Este patrón de circulación se ve alterado por el viento. Los ponientes refuerzan el esquema mencionado y favorecen afloramiento (aguas frías en superficie) a lo largo de la costa ibérica en tanto que los levantes lo debilitan y favorecen la aparición de contracorrientes costeras de aguas más cálidas.

Existe además una variación estacional de las corrientes. Durante primavera, verano y otoño las corrientes responden al patrón descrito (ver rosa estacional de Cádiz correspondiente a verano), pero en invierno es posible encontrar situaciones en las que la circulación superficial se invierte, hecho relacionado con la aparición de la corriente hacia el polo mencionada previamente al hablar de la costa gallega. Esta inversión en la dirección de la corriente aparece reflejada en la rosa de corrientes invernales de Cádiz, donde se observan claramente dos direcciones predominantes: la habitual en sentido sureste y una en sentido prácticamente inverso.

Circulación en el estrecho de Gibraltar

La evaporación en el mar Mediterráneo produce, por un lado, un déficit de agua dulce en la cuenca que debe ser compensado por un aporte de agua desde el océano Atlántico y, por otro lado, un aumento progresivo de la salinidad de las aguas entrantes que al enfriarse en invierno se hunden en lugares bien conocidos del Mediterráneo y alimentan una contracorriente de agua densa que escapa de este mar. El flujo de agua entrante debe compensar tanto las pérdidas por evaporación como el flujo saliente, que es unas 15 ó 20 veces más importante que aquellas. El resultado en el Estrecho es una corriente superficial de considerable importancia hacia el interior del Mediterráneo, acompañada por una contracorriente hacia el Atlántico en las capas más profundas. Las aguas de esta contracorriente forman una masa de agua con características de temperatura y salinidad bien definidas que se hunde hasta una profundidad de unos 1.000 m y, a continuación, se extiende por todo el Atlántico norte. En consecuencia, el intercambio de masas en el estrecho es un fenómeno con implicaciones importantes en la circulación global de los océanos.

Sin embargo son las corrientes producidas por las mareas las que tienen más importancia en el Estrecho, lugar de todo el litoral español donde alcanzan mayor intensidad. En la parte occidental del Estrecho es donde se observan las más intensas y que pueden sobrepasar los 4 nudos. Las corrientes totales son suma de ambas y su valor dependerá del instante de tiempo considerado dado el carácter semidiurno de las mareas. A diferencia de la parte media, que no cambia de sentido, la de marea sí lo hace y da lugar a inversiones periódicas de la corriente (sin embargo, en la parte orien-

tal no se producen tales inversiones). Las variaciones estacionales de la corriente superficial son muy pequeñas, apenas un 10 por 100 de su valor medio y tienden a ser mayores a final de verano. Si se comparan con las fuertes variaciones mareales, pueden ignorarse.

Circulación en el mar de Alborán

El agua atlántica penetra en el mar de Alborán por superficie en forma de un chorro bien definido con velocidades de hasta 4 nudos. Este fenómeno queda a menudo registrado en la boya de Alborán, donde se registran fuertes corrientes (máximo histórico alcanzado de 163 cm/s) en los momentos que la boya queda inmersa en el chorro de agua atlántica (ver rosa de la boya de Alborán).

El agua atlántica que penetra por el Estrecho forma generalmente dos grandes giros anticiclónicos en el mar de Alborán y posteriormente sigue a lo largo de la costa africana en forma de corriente (corriente argelina) que se inestabiliza al avanzar hacia el este, y genera grandes remolinos que pueden llegar a desprenderse y ocupar parte de la cuenca al sur de las islas Baleares.

Circulación en la costa mediterránea y las islas Baleares

Los mencionados remolinos desprendidos de la corriente de Argelia ocasionan que, en ocasiones, llegue agua atlántica a la zona de Baleares e interacción con la corriente que se desplaza hacia el nordeste.

En general la zona del sur del golfo de Valencia y los canales entre las islas tienen una gran variabilidad de corrientes, debido tanto a la presencia de agua atlántica como a la posible variabilidad de las masas de agua que circulan hacia el sudoeste desde el golfo de León, y todo ello afectado por la topografía de los canales.

Más al norte, la circulación superficial está dominada por el efecto de los vientos del noroeste en el golfo de León y muy especialmente por el contraste entre las aguas más ligeras (menos saladas) cerca de la costa y las más densas (más saladas) en mar abierto. Ello produce que las corrientes sean paralelas a la costa (con dirección predominante hacia el sur) y sujetas a una variabilidad (meandros y remolinos) ligada al frente de densidad que separa a ambos tipos de aguas en el borde de la plataforma continental.

Durante el invierno los vientos reinantes en el golfo de León (mistral y tramontana) producen un fuerte enfriamiento de las aguas superficiales en la región, hasta el punto de que se hacen más densas que las aguas profundas, y producen la mezcla de la columna de agua. Este es, por lo tanto, uno de los puntos donde se origina la masa de agua mediterránea que, posteriormente, se difunde a 1.000 m de profundidad en el Atlántico norte.

Circulación en las islas Canarias

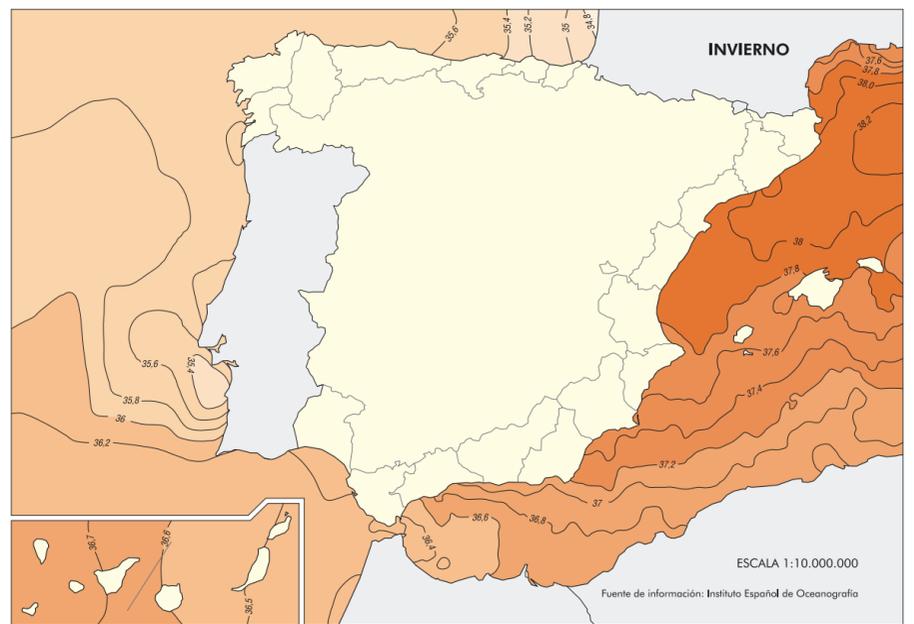
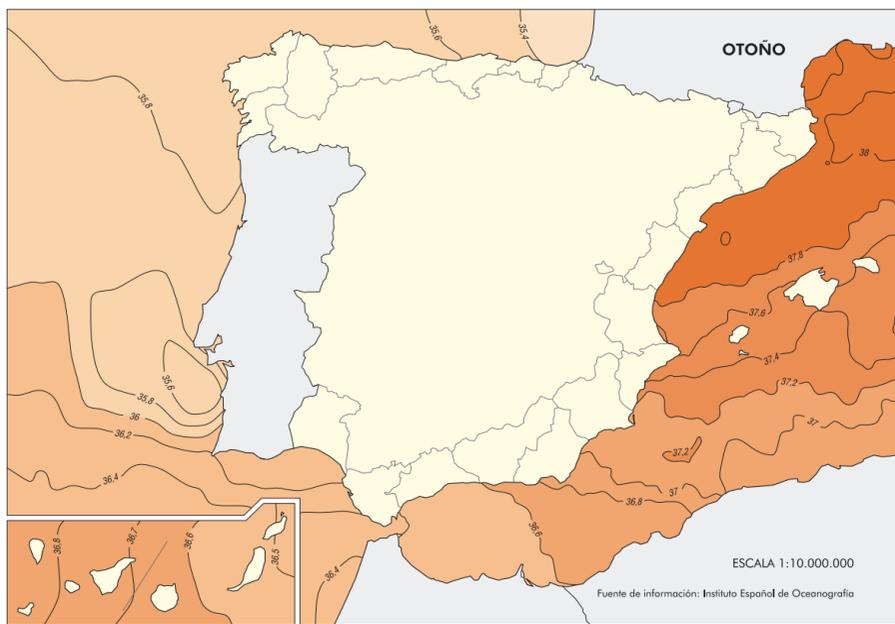
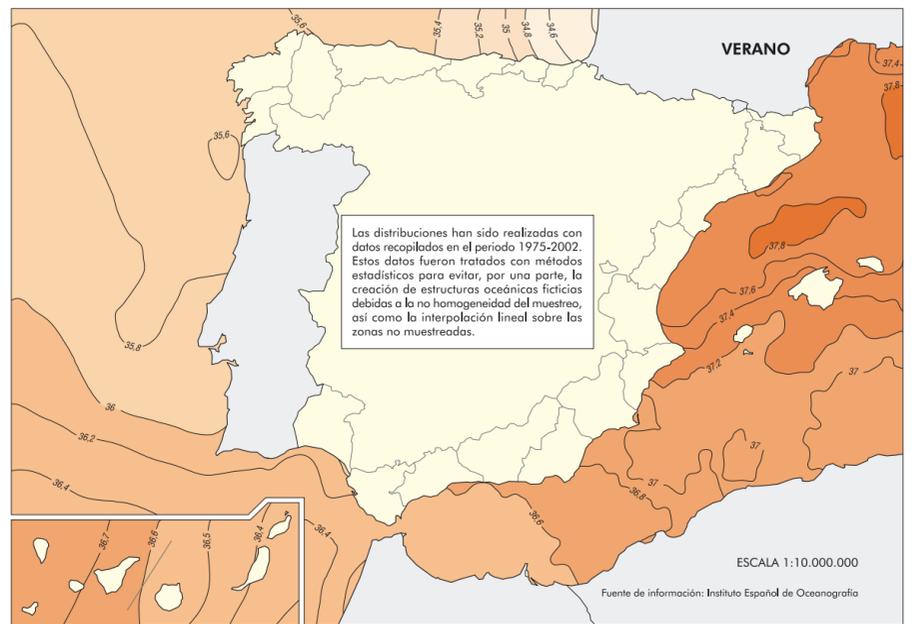
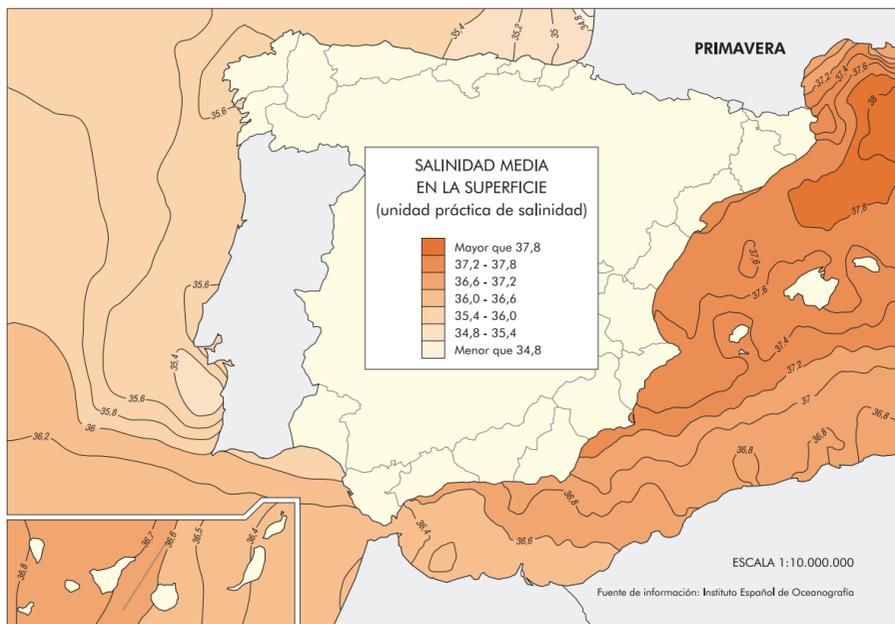
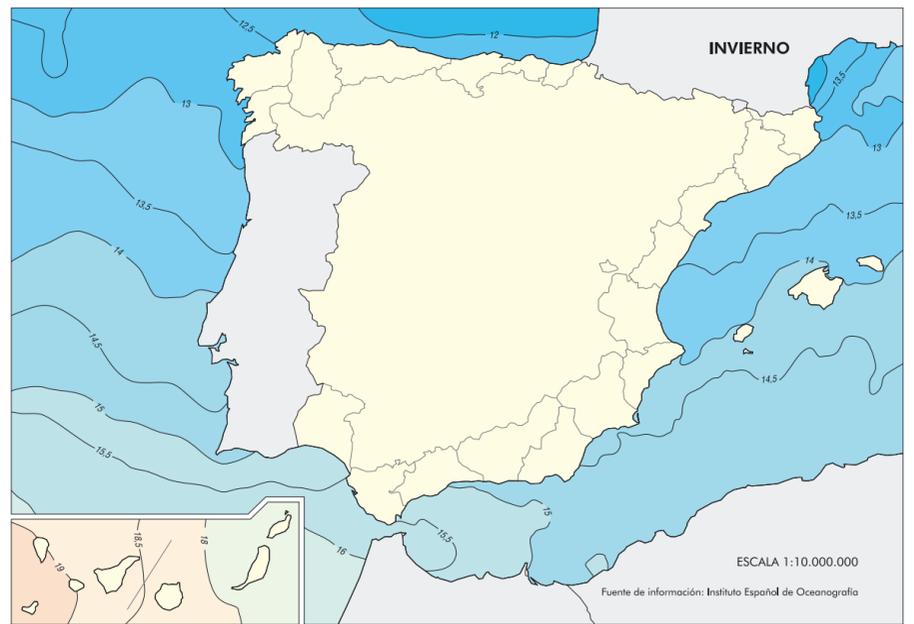
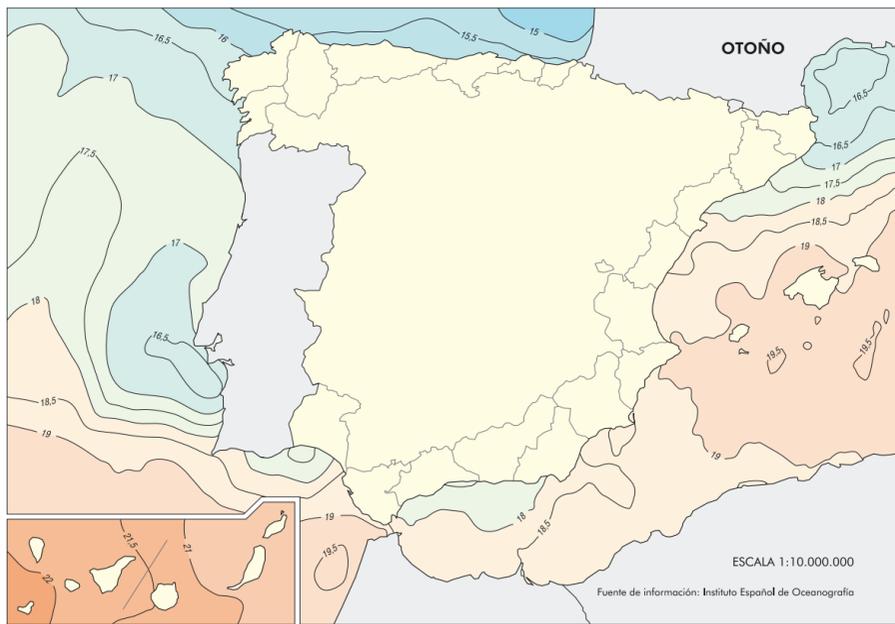
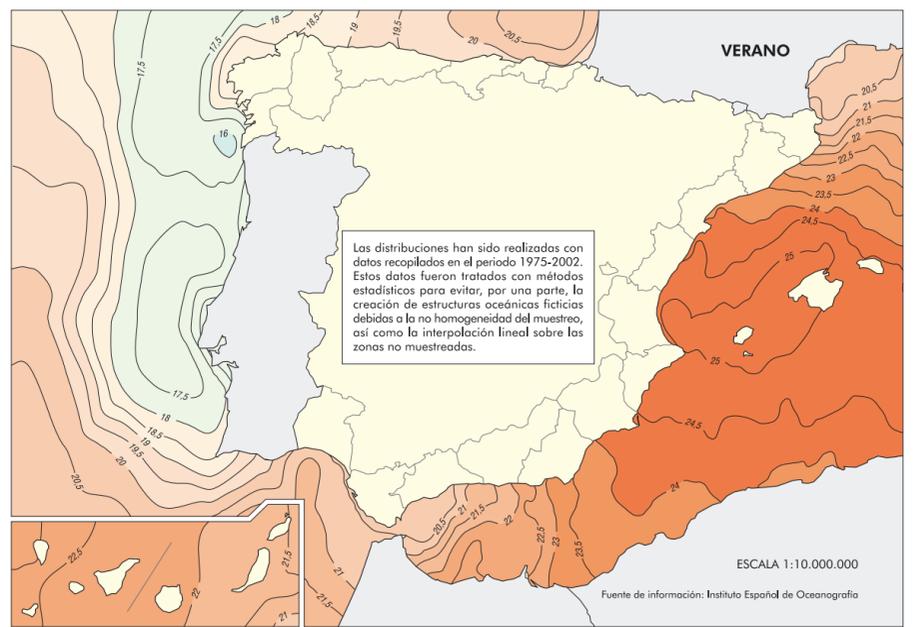
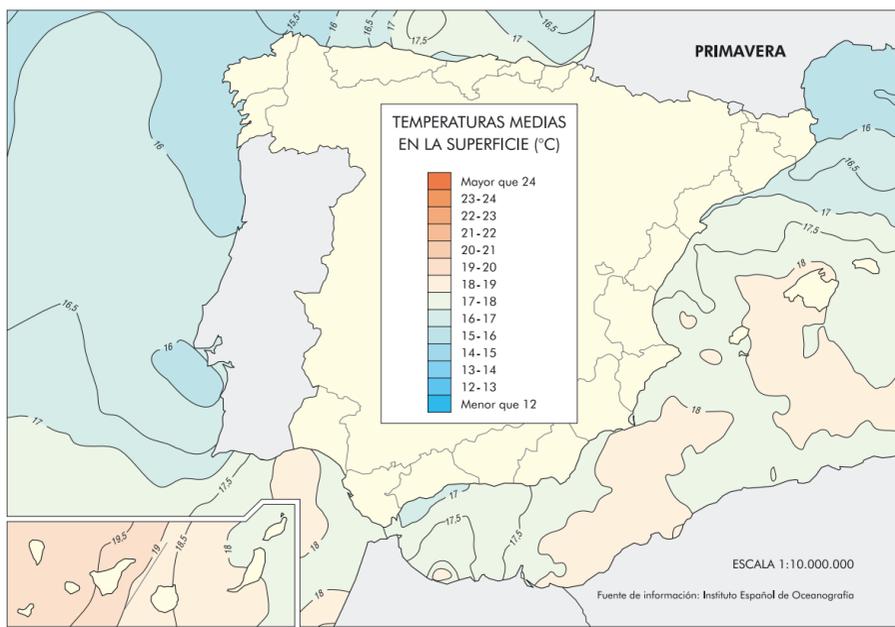
Las islas Canarias se hayan inmersas en la corriente que lleva su mismo nombre. Esta corriente, que fluye hacia el sudoeste (ver rosa de Gran Canaria), es la rama oriental del denominado giro subtropical, que domina la circulación en el Atlántico norte y cuya parte occidental está constituida por la corriente del Golfo, que inyecta aguas cálidas en las latitudes superiores.

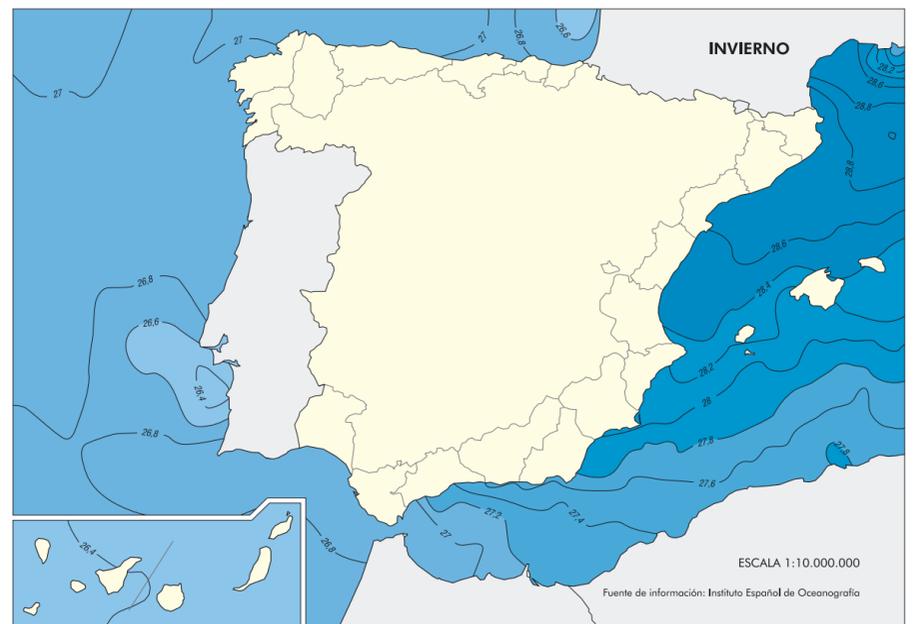
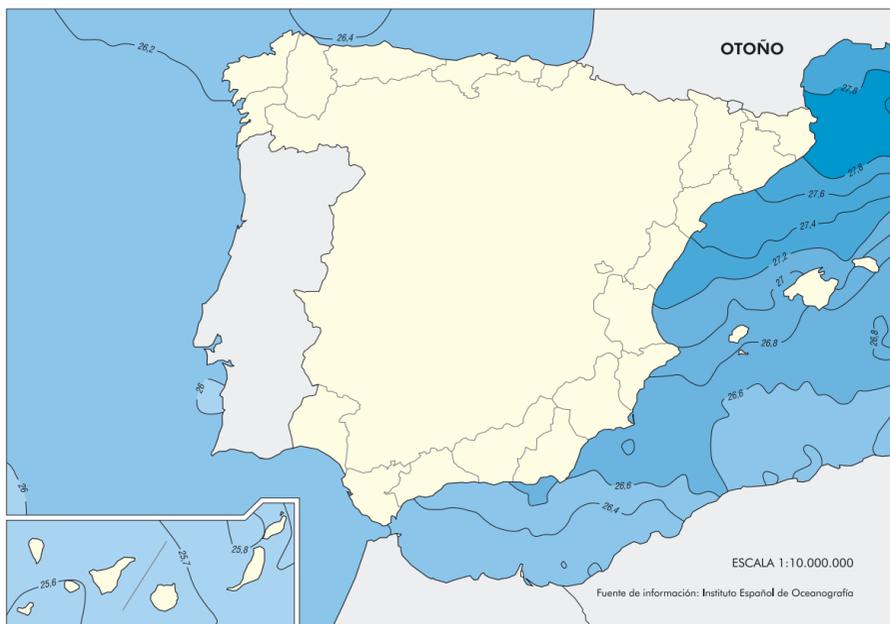
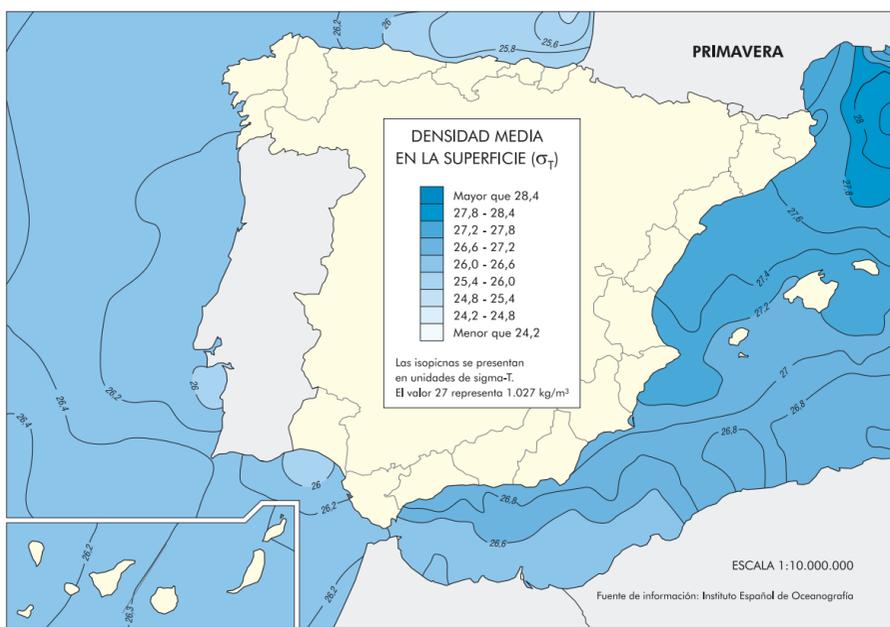
La principal fuente generadora de corrientes en esta zona son los vientos alisios. La presencia de las islas constituye un obstáculo importante tanto para estos vientos como para la corriente de las Canarias de forma que, debido a la presencia del citado obstáculo, se generan complejos remolinos a contracorriente tanto en la atmósfera como en el océano.

Estos últimos se observan con claridad en las imágenes de temperatura del agua tomadas por los satélites y pueden llegar a desprenderse de las islas. Además, los remolinos inducidos por cada una de las islas pueden interactuar con los generados por el resto de las islas, y dan lugar a complejos patrones de circulación.

Las corrientes en cada punto particular de la isla dependen de la orientación del tramo de costa que se estudie. Así, por ejemplo, las corrientes en la boya de Gran Canaria son diferentes a las de la boya de Tenerife (ver rosas adjuntas), pues esta última está a contracorriente de la isla.

Esta variabilidad también se refleja en las corrientes de marea, cuya orientación depende de la orientación del tramo de costa con respecto a la onda de marea que se propaga de sur a norte.





Las figuras de esta sección son distribuciones horizontales de temperatura, salinidad y densidad en la superficie del mar. Los valores representados han sido obtenidos tras promediar todos los datos disponibles en el área durante el período comprendido entre los años 1975 y 2002. Este tipo de distribuciones son denominadas climatológicas. Como consecuencia del promedio de datos, la alta variabilidad oceánica queda parcialmente enmascarada; de este modo, medidas realizadas en el mar pueden diferir de los valores mostrados en las distribuciones climatológicas debido a la variabilidad oceánica, que ha sido filtrada durante el proceso de promediado.

Las medidas de temperatura y salinidad son fundamentales para el estudio del océano, ya que por un lado permiten calcular la principal variable dinámica del océano: la densidad; y por otro lado, ayudan a conocer los lugares de procedencia de las diferentes masas de agua, la existencia de turbulencia, los ciclos interanuales, la capacidad de almacenamiento energético del océano, las variaciones en los transportes de calor, las corrientes en primera aproximación, etcétera.

Temperatura: La temperatura es la propiedad física que se puede medir con mayor precisión en el océano. Para ello se suele usar un termómetro de resistencia, que varía su resistencia eléctrica frente a cambios de temperatura, y por lo tanto esta se puede calcular a partir de medidas de resistencia. Con este método se puede conseguir una exactitud de 0,0005°C. De modo alternativo también existe la posibilidad de medir la temperatura, solamente la superficial, a través de satélites. Cuando no se usan termómetros de resistencia, se mide la emisión de radiación de onda larga por parte de la superficie del mar. Con este método las precisiones alcanzadas son del orden de 0,01°C.

Salinidad: El agua de mar es una disolución de sales capaz de conducir la electricidad, dependiendo esta conductividad eléctrica de la concentración de sales y de la temperatura. De este modo, si se mide la temperatura y la

conductividad se puede calcular la salinidad. La exactitud con la que se realizan actualmente las medidas de salinidad es de 0,001 psu.

Densidad: La densidad del agua de mar depende de la salinidad, temperatura y presión. A partir de la ecuación de estado y el conocimiento de los tres parámetros anteriores es posible calcularla. La densidad es la principal variable dinámica del océano, ya que en primera aproximación, las corrientes en el océano son debidas al balance entre la fuerza de Coriolis y los gradientes de presión, y estos últimos están ocasionados por diferencias de densidad. Este balance se denomina equilibrio geostrofico.

Para realizar las medidas de los anteriores parámetros existen diversas técnicas, como puede ser el fondeo de instrumentos (fig. 1), que bien pueden transmitir los datos en tiempo real hasta las estaciones de recepción de datos, o bien ser recogidos de manera periódica para mantenimiento y lectura de datos. Por otro lado, también existe la posibilidad de recoger los datos en campañas oceanográficas. Para ello se utilizan barcos oceanográficos (fig. 2) que permiten realizar medidas con mayor cobertura espacial que los fondeos y mayor precisión, ya que los equipos usados están sujetos a constantes calibraciones. Uno de los equipos más usados en las campañas oceanográficas son las batisondas o CTD (esta sigla corresponde a las palabras inglesas para conductividad, temperatura y profundidad) (fig. 3 y 4), que permiten medir temperatura, conductividad y presión, con gran precisión, así como recoger muestras de agua a diferentes profundidades para análisis químicos de diferentes parámetros, como pueden ser metales pesados, hidrocarburos, nutrientes, oxígeno, etcétera. Actualmente, se están desarrollando otras alternativas, como son los perfiladores autónomos. Estos perfiladores realizarían medidas, varias veces al mes, desde los 2.000 metros hasta la superficie, y transmitirían los datos en tiempo real, de modo que podrían ser usados por los servicios oceanográficos y meteorológicos en la predicciones que se realizan a diario.

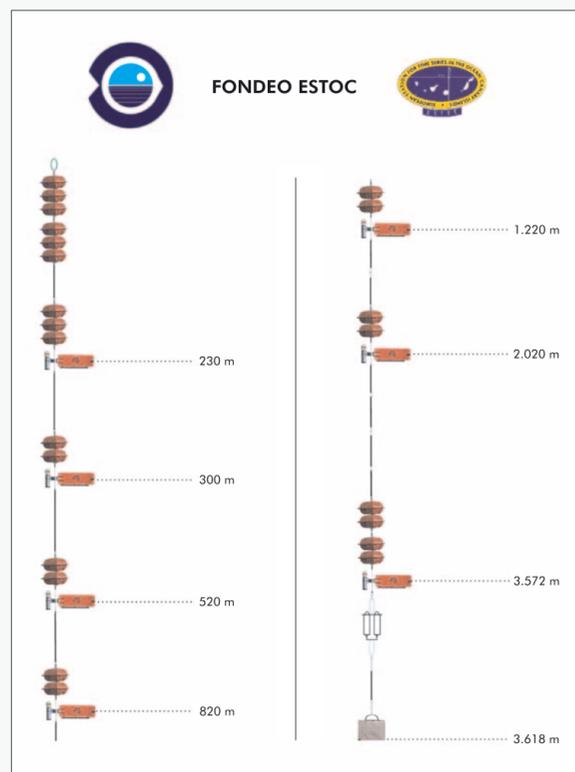


Fig. 1. Esquema del fondeo actualmente instalado 100 km al norte del archipiélago canario, y cuyo objetivo es mantener un punto permanente de observación oceánica que permita conocer la variabilidad anual e interanual de la componente más importante del sistema climático: el océano.

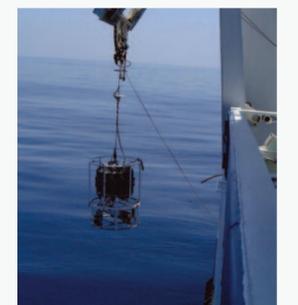
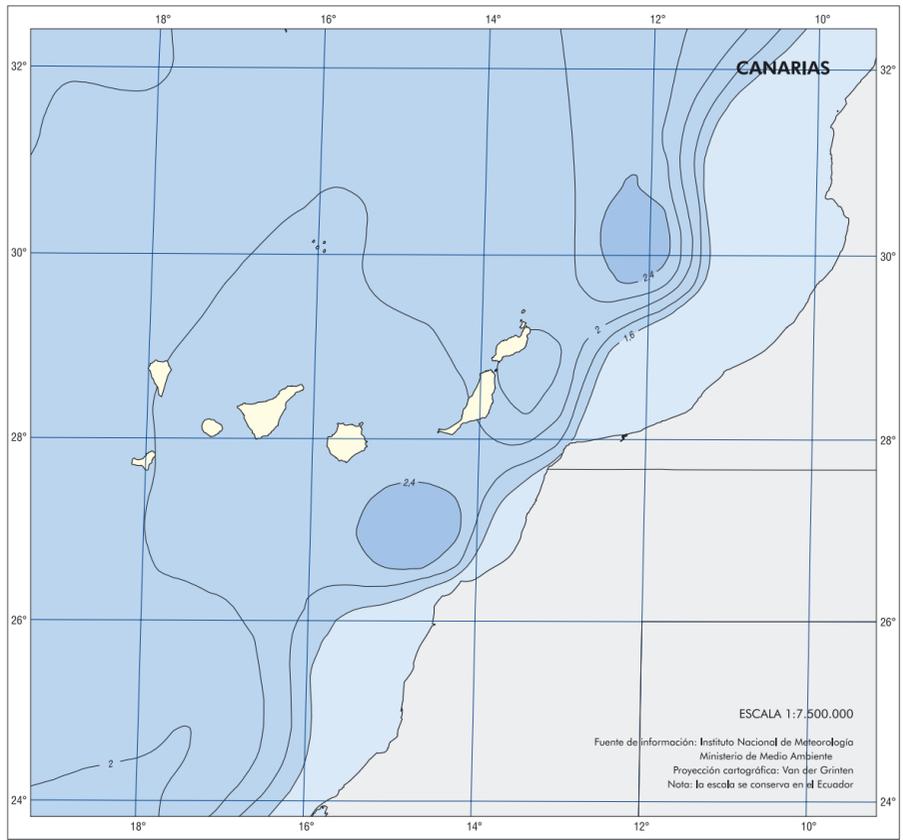
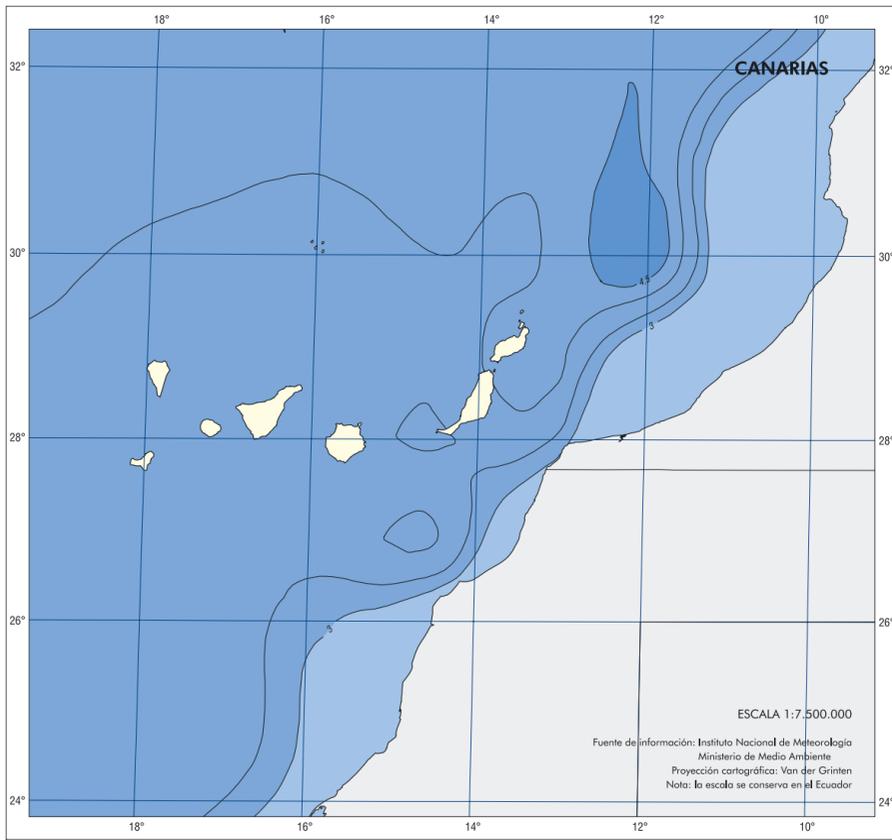
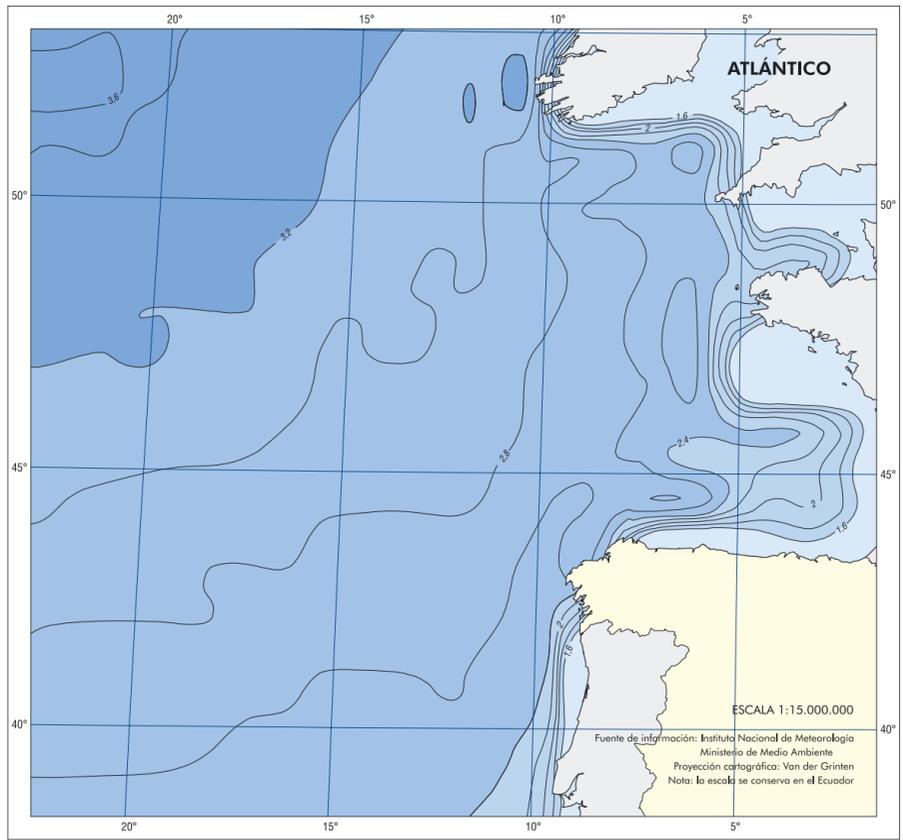
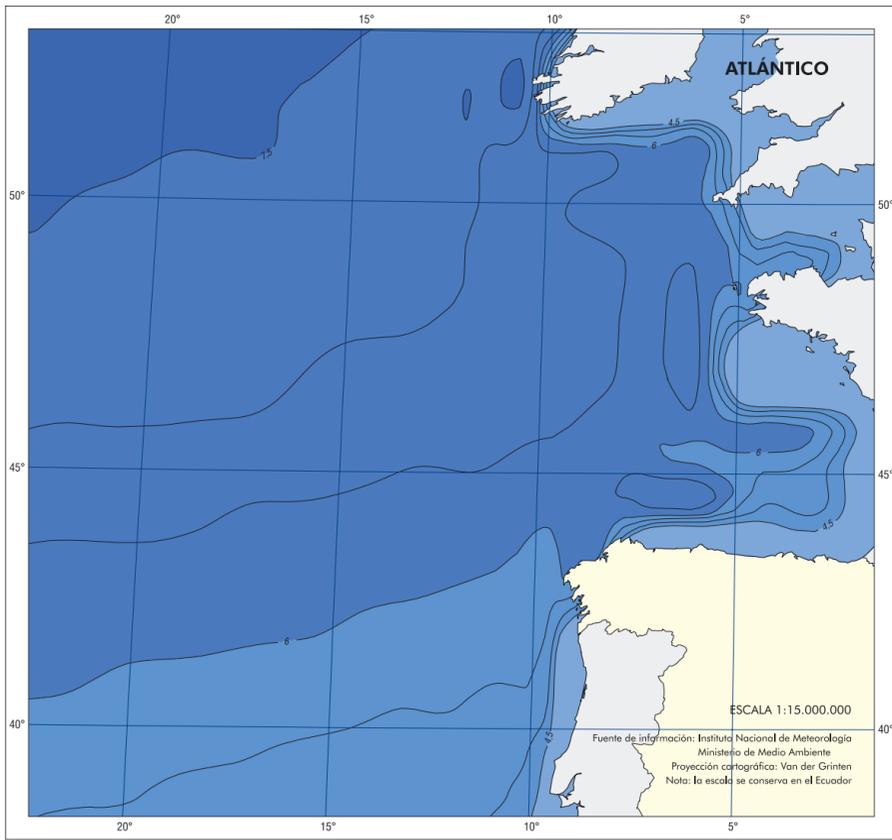
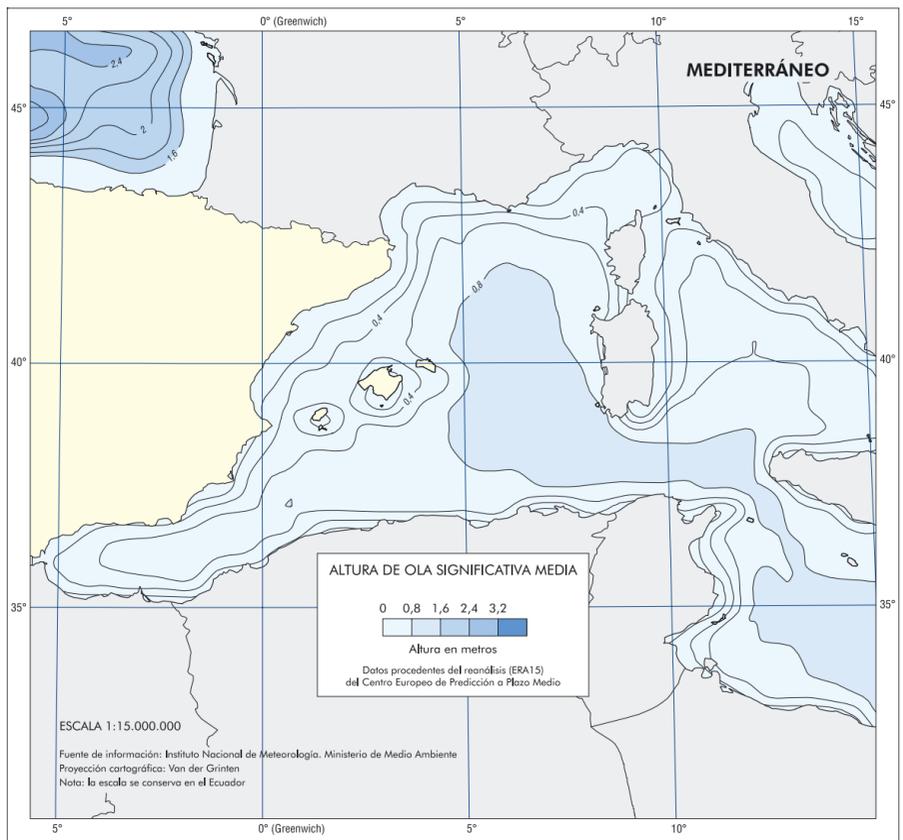
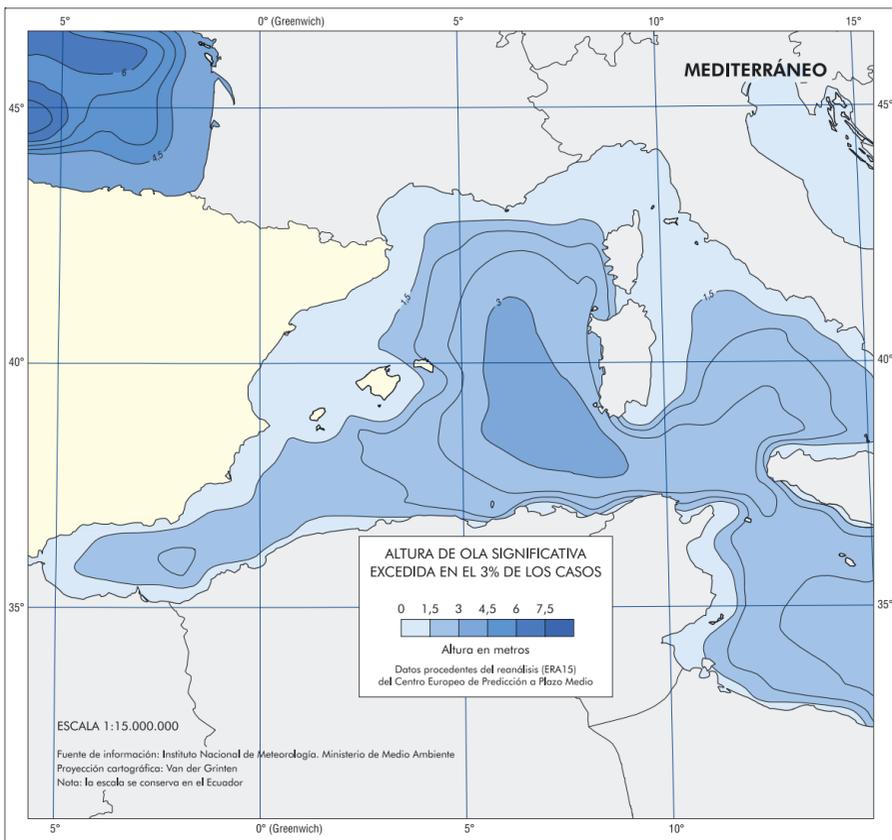
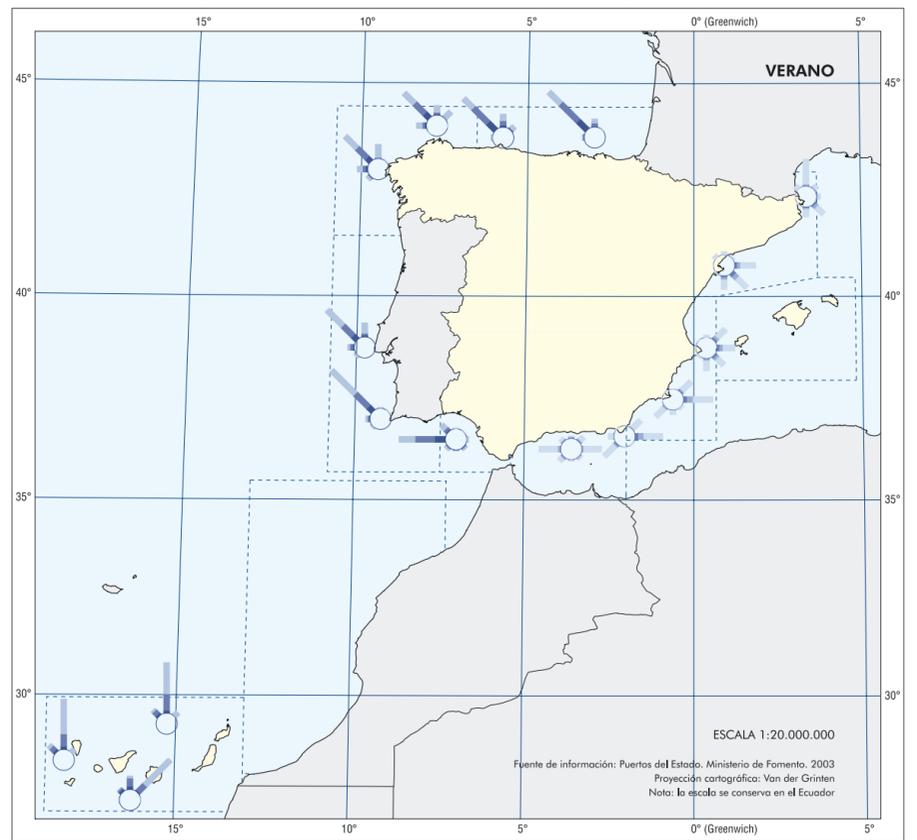
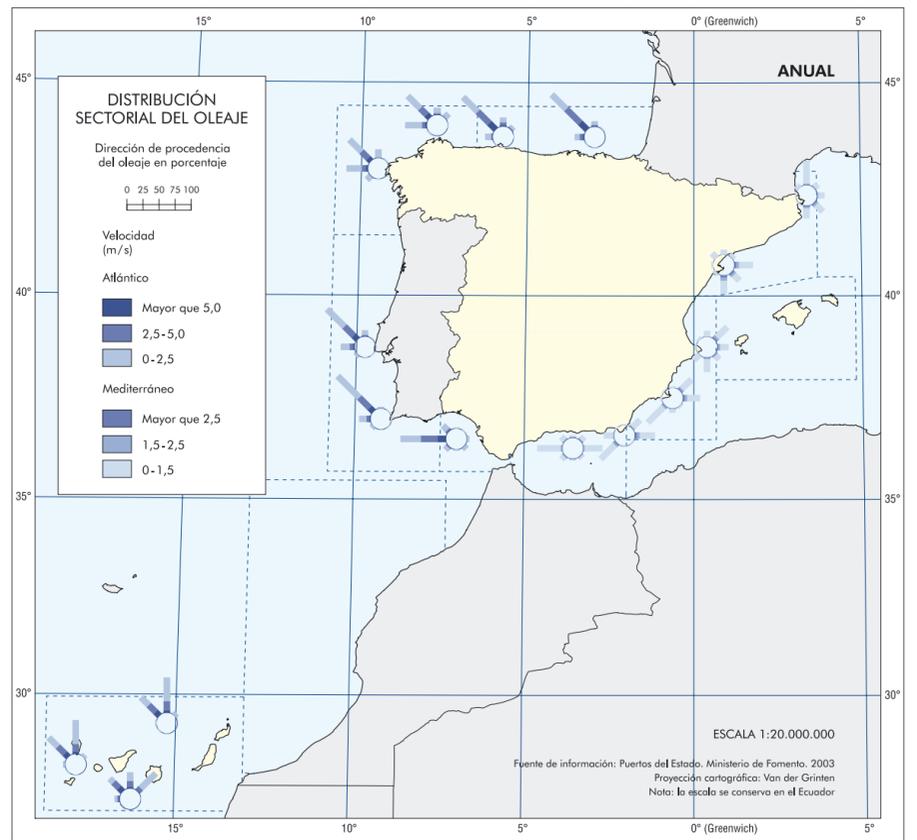
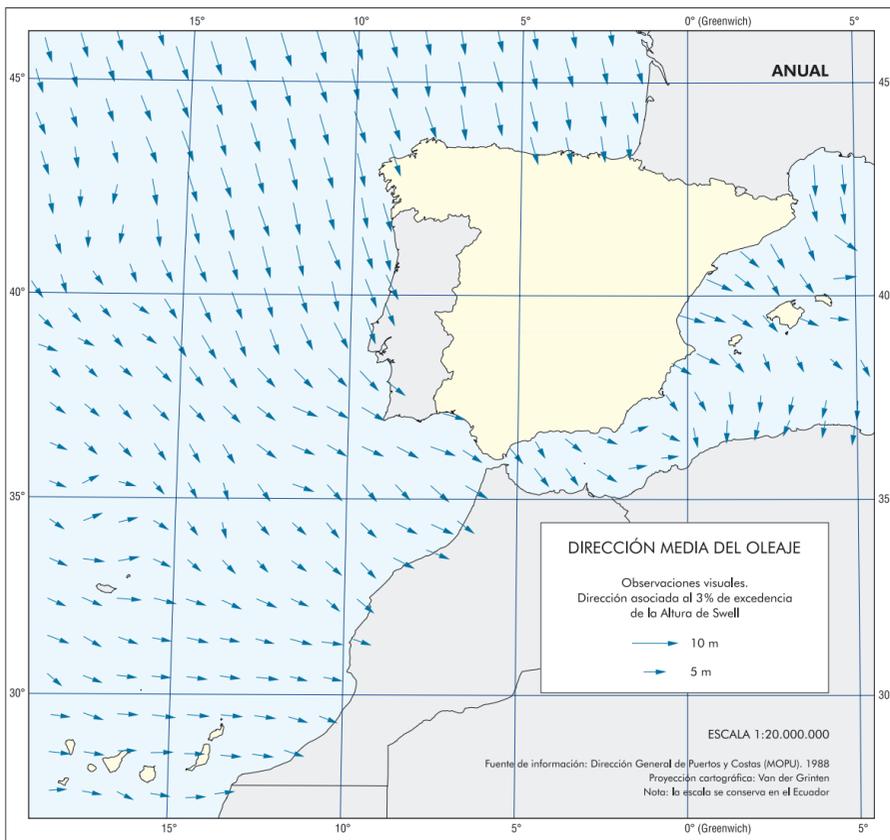


Fig. 3 y 4. Equipo oceanográfico denominado batisonda (o CTD), cuya finalidad es la obtención de datos de temperatura, presión y conductividad en la columna de agua, así como muestras de agua a diferentes profundidades. Las imágenes corresponden a la campaña TUNIBAL0602, desarrollada en aguas del archipiélago balear con el objetivo de caracterizar las zonas de puesta del atún rojo.

Fig. 2. Buque oceanográfico Vizconde de Eza, en el puerto de Santa Cruz de Tenerife antes del inicio de la campaña Gyroscope0302, cuyo objetivo fue la contribución a un sistema de observación mundial basado en boyas perfiladoras, así como la determinación de la variabilidad interanual en el transporte de calor en el Atlántico Norte.





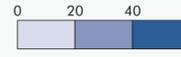




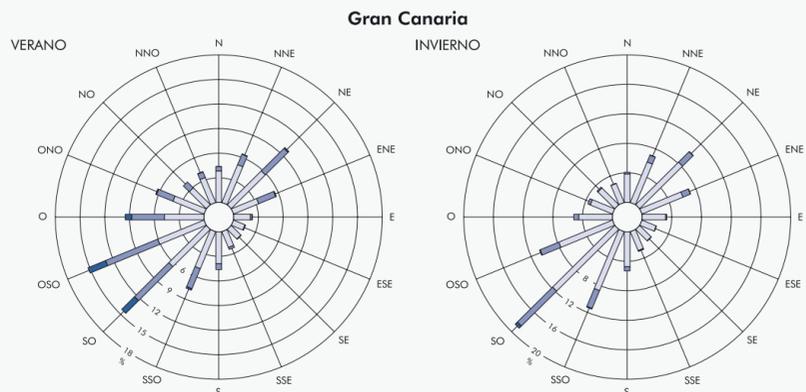
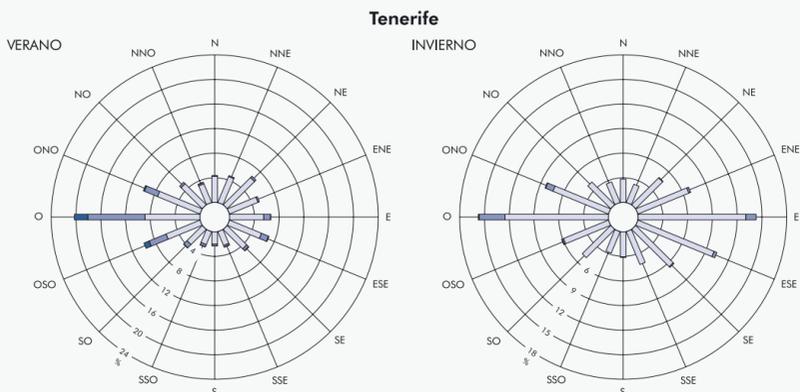
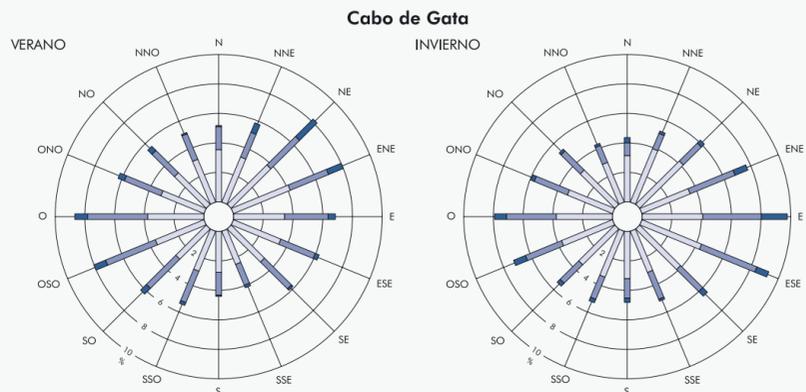
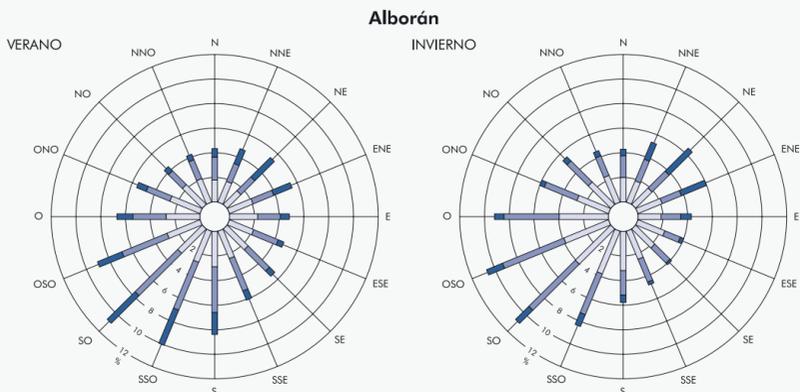
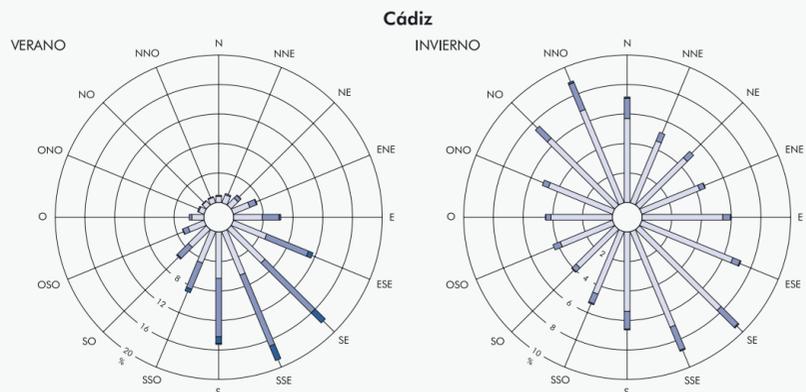
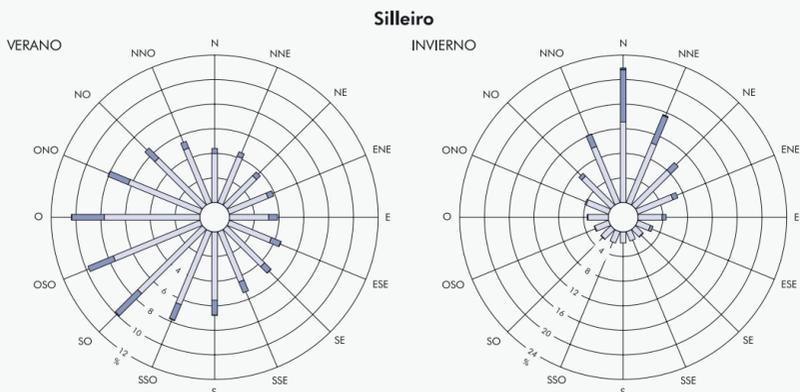
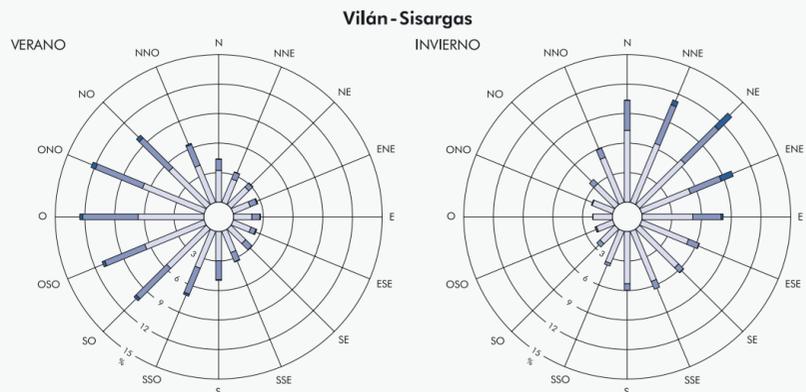
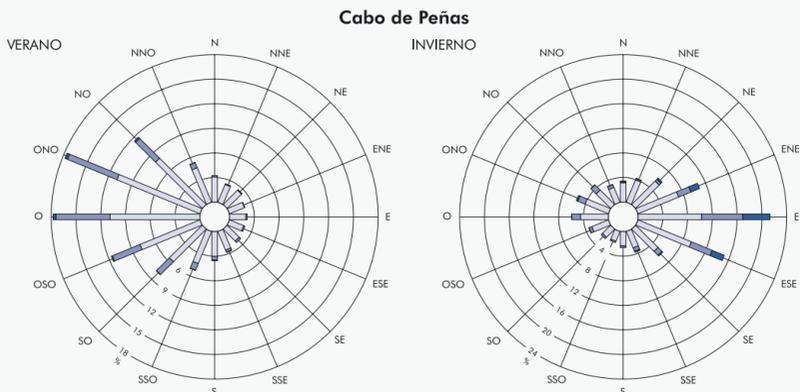
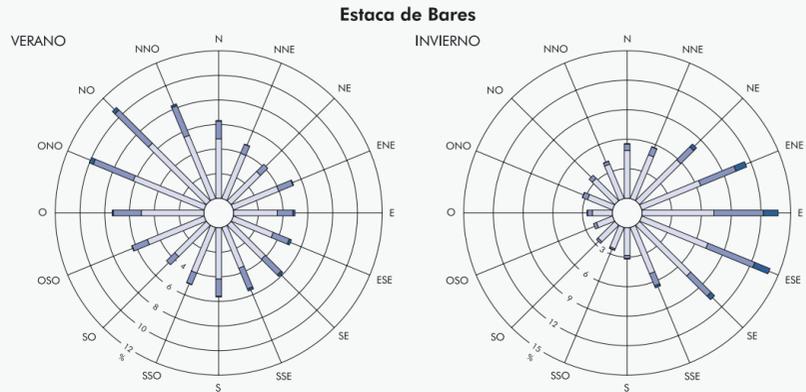
«Las rosas aquí presentadas se han obtenido mediante el análisis de los datos medidos durante seis años por las boyas de la red de aguas profundas de Puertos del Estado. Las 12 estaciones que actualmente componen dicha red están ubicadas en puntos con profundidades entre 200 y 800 m. Las boyas miden parámetros oceanográficos y meteorológicos. Los datos se transmiten cada hora vía satélite y están disponibles en la página web de Puertos del Estado (<http://www.puertos.es>)».

Las rosas de corrientes muestran la distribución de la velocidad de la corriente sobre la dirección de propagación de la corriente. El periodo analizado ha sido diciembre 1996 - noviembre 2002.

VELOCIDAD DE LA CORRIENTE



Velocidad (cm/s)



La superficie del nivel del mar no permanece fija sino que experimenta variaciones de nivel como consecuencia del fenómeno de las mareas, los efectos meteorológicos, así como por olas, oscilaciones locales, variación del volumen de los océanos, remolinos, deshielos polares, crecidas locales por las aportaciones de los ríos, etcétera. No obstante, se reconoce que todos estos efectos a los que están ligados los movimientos de la masa del mar se producen alrededor de una posición media que puede considerarse estable, al variar muy lentamente en el tiempo, y que se denomina nivel medio del mar. De hecho, en el siglo XIX se creía que el nivel medio del mar se mantenía constante y que los cambios del nivel medio observados eran debidos a los movimientos terrestres.

SISTEMAS DE OBSERVACIÓN

Las medidas del nivel del mar han tenido siempre gran importancia debido a sus múltiples aplicaciones; nivel de referencia en la cartografía terrestre, navegación marítima, obras portuarias, gestión del litoral. Si bien, en los últimos años, la preocupación por el cambio climático ha llevado a las instituciones nacionales e internacionales a reforzar la coordinación de los sistemas de medida del nivel del mar por su relevancia como indicador del cambio climático y su impacto en las costas, inundaciones, erosión costera y otros.

A nivel nacional, la colaboración entre los organismos españoles con responsabilidades en la observación del nivel del mar -Instituto Español de Oceanografía (IEO), Puertos del Estado (PE) Instituto Geográfico Nacional (IGN), Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM)- y otras instituciones de carácter académico, se ha hecho patente en la amplia participación de España en el Servicio Europeo del Nivel del Mar (ESEAS).

Equipos e instalaciones

La observación del nivel del mar se viene realizando desde muy antiguo y se hace uso de instrumentación sencilla, como pueden ser simples marcas graduadas adosadas a las rocas o las denominadas escalas de marea. Hacia 1830 aparecen los mareógrafos mecánicos de flotador. Actualmente cualquier instrumento de medida dispone de una salida digital y la información registrada se puede transmitir en tiempo casi real.

Mareógrafos

Escala de marea: regla graduada adosada al muelle. Un operador anotaba varias veces al día el nivel alcanzado.

Mareógrafos de flotador: funcionan mediante un mecanismo de relojería, formado por un cilindro o disco, sobre el

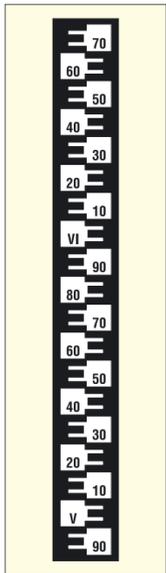
cual se hace la inscripción de las variaciones de nivel gracias a los movimientos ascendentes y descendentes del flotador que está en el agua. Únicamente pueden instalarse en la costa, generalmente en los puertos.

Mareógrafos acústicos y de radar: el principio de funcionamiento es el tiempo que tarda el pulso en llegar a la superficie del agua y volver al punto de emisión. La diferencia entre ambos se basa en las diferentes frecuencias de emisión.

Mareógrafos de presión: el principio de funcionamiento es la medida de la presión hidrostática de la columna de agua por encima de un punto fijado, de forma que las variaciones del nivel del mar se traducen en variaciones de la presión hidrostática. Estos tipos de mareógrafos pueden instalarse tanto en costa como en mares y océanos mediante boyas y líneas de fondeo.



Estación mareográfica de Arrecife



Escala de mareas



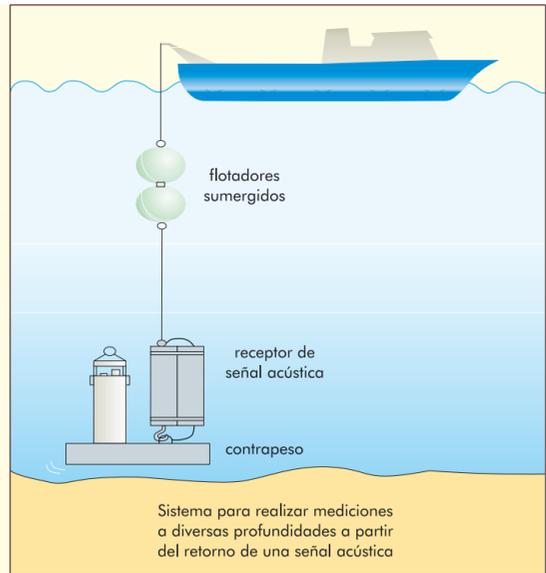
Mareógrafo de flotador Thompson



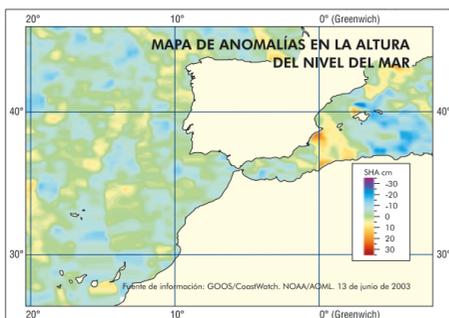
Mareógrafo acústico y de radar, en Villagarcía



Imagen y esquema del fondeo de un mareógrafo de presión

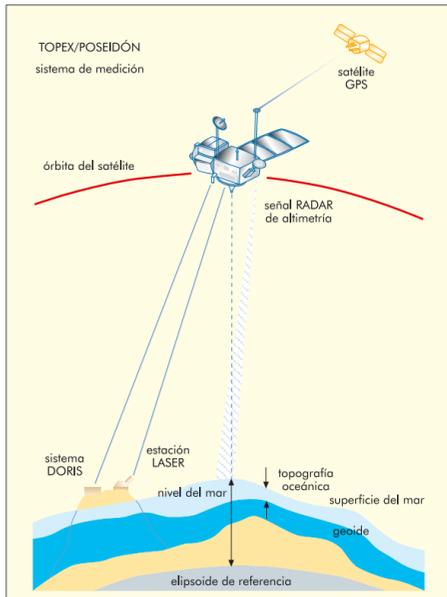


Mareógrafo de flotador A. OTT (Kempten)

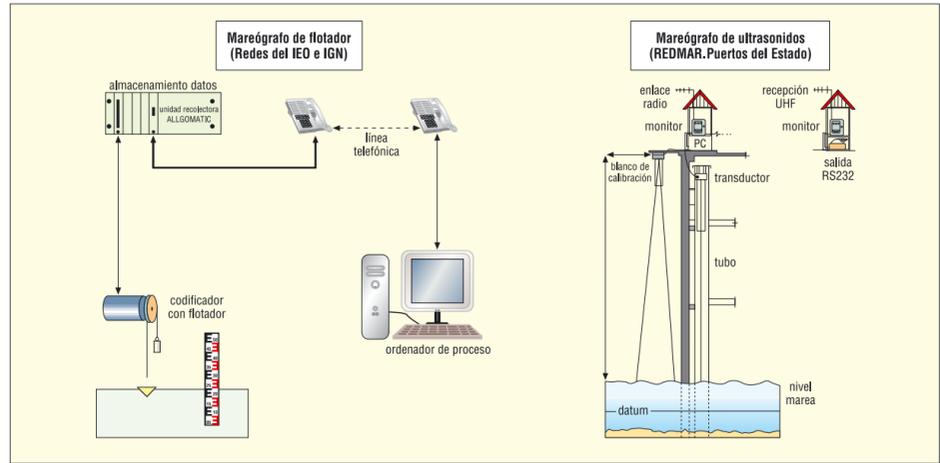


ALTIMETROS

Los satélites equipados con altímetros permiten medir el nivel del mar desde el espacio a lo largo y ancho de los océanos. Su funcionamiento está basado en el tiempo que tarda un pulso de radar del satélite en llegar al mar y volver. Estas medidas se traducen en las alturas desde el nivel del mar al altímetro a lo largo del recorrido orbital del satélite. La integración y comparación de la información de datos de altimetría y de datos in-situ permite la calibración de los altímetros y la elaboración de mapas topográficos de la superficie del mar de los océanos y mares, y su variación en el tiempo, tan espectacular cuando aparece el fenómeno del Niño.



Esquema de medición del nivel del mar por satélite



Esquema de las instalaciones e instrumentos de una estación mareográfica

SISTEMAS DE REFERENCIA

Un elemento imprescindible en todo sistema de observación del nivel del mar es el nivel de referencia de los datos, que puede ser el «cero del mareógrafo», el «cero del puerto», el «cero hidrográfico» o la «Referencia Local Revisada» (RLR). Independientemente de la referencia utilizada, lo importante es su enlace a los sistemas de referencia para que la información pueda ser utilizada tanto en aplicaciones portuarias como en navegación marítima y actividades científicas.

Sistemas locales: la «Red de Nivelación de Precisión» bajo la responsabilidad del IGN. El nivel medio del mar en Alicante, resultado de las observaciones en el período de 1870 a 1874, se toma como origen de la Red de Nivelación de Precisión sobre la que se apoyan todas las medidas para el establecimiento de las altitudes del territorio.

Sistemas globales: hay nuevas técnicas geodésicas que permiten la monitorización del nivel del mar, es decir, el co-

nocimiento con una periodicidad determinada de la latitud, la longitud y la altura en el punto de observación. Ello permite discernir entre la subida del nivel del mar y los movimientos del terreno. Además permite enlazar los niveles de la costa peninsular y los de las islas en un mismo sistema homogéneo.

Cualquier instrumento de medida del nivel del mar registra la variación de la altura del nivel del mar en función del tiempo. Esto tiene la ventaja de que puede disponerse de la marcha continua de la marea y de todos sus aspectos, así como otros fenómenos físicos de importancia fundamental para la ingeniería costera, como son los niveles extremos, «seiches» (secas) u ondas estacionarias, y los tsunamis u ondas solitarias. Cualquier estudio detallado de los niveles del mar observados requiere la separación y posterior análisis de sus tres componentes: nivel medio del mar, mareas y residuos meteorológicos.

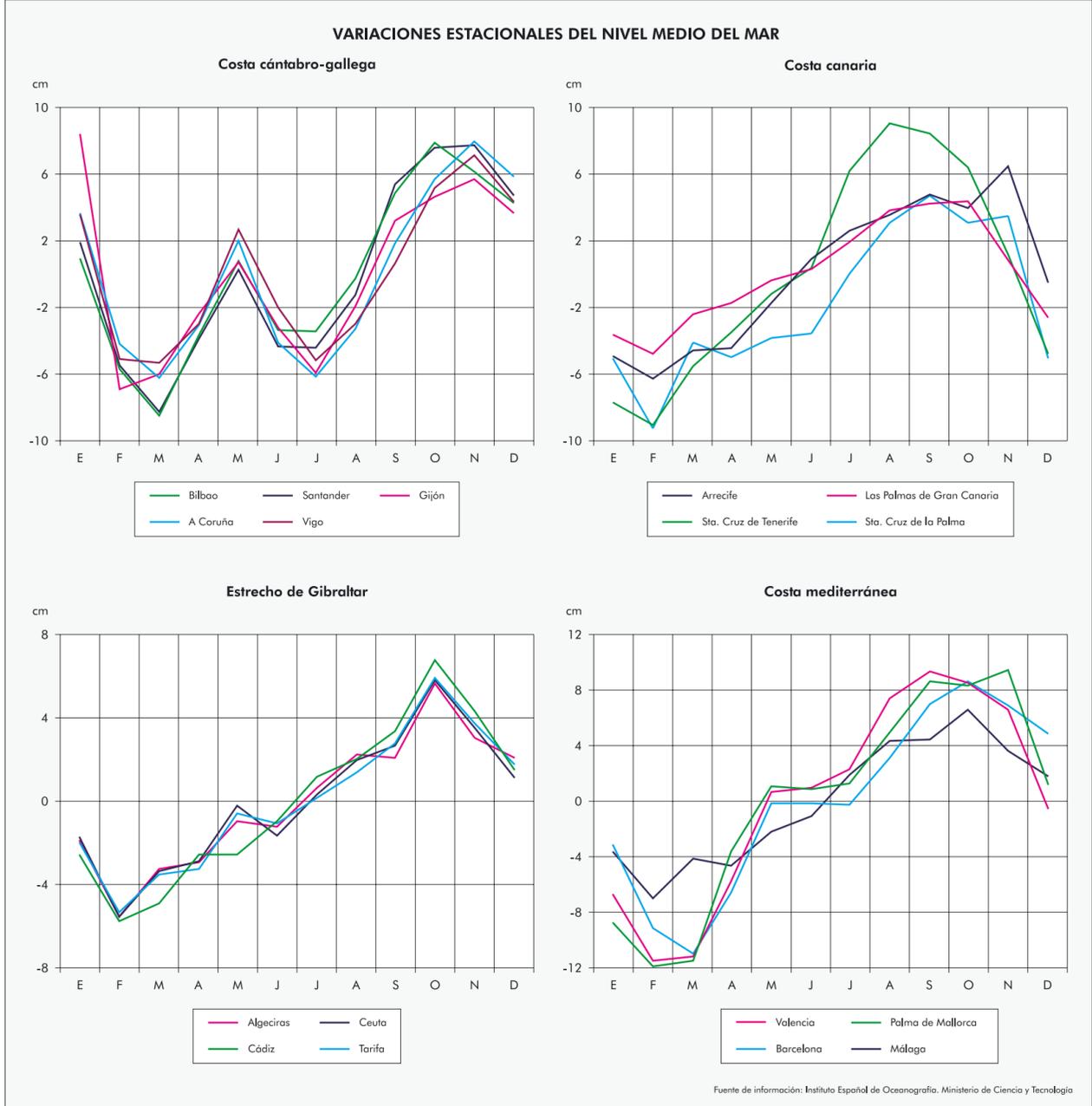


Esquema de los sistemas de referenciación de un mareógrafo

NIVEL MEDIO DEL MAR

El conocimiento de los niveles horarios, diarios, mensuales y anuales presenta gran interés tanto para conocer el fenómeno de la marea y residuos meteorológicos como para la determinación de los niveles medios. Para determinar el nivel medio del mar es necesario eliminar todos los efectos antes mencionados. Para este objetivo será suficiente tomar la medida de una serie de observaciones lo más amplia posible; es aconsejable un mínimo de 30 años. Si no se dispone de dicha serie, para estudios locales es preferible limitarse a periodos lunares (veintinueve o veintisiete días o múltiplos de estos), con el fin de eliminar al menos las variaciones periódicas, denominadas mareas gravitacionales. Los niveles mensuales varían a lo largo del año como respuesta de la influencia meteorológica. Esta variación es más acusada en el Mediterráneo que en el Atlántico.

Por otra parte, en relación a la preocupación por el cambio climático, la evolución de los niveles mensuales registrados durante el período muestreado, 55 años, indican una tendencia ascendente del nivel del mar en la costa cántabro-gallega. Asimismo, durante el fenómeno del Niño ocurrido en 1997, los niveles alcanzados fueron bastante altos. En la zona del Mediterráneo, zona más sensible a los impactos del cambio climático por su orografía y climatología y con graves problemas de erosión, no se dispone de información suficiente como para constatar esta tendencia ascendente del nivel medio del mar.



Fuente de información: Instituto Español de Oceanografía, Ministerio de Ciencia y Tecnología

MAREAS

Las mareas gravitacionales se producen como consecuencia de la atracción gravitatoria que el Sol y la Luna, y en menor medida otras fuerzas del sistema solar, ejercen sobre los mares y océanos.

Tipos de marea

Las mareas que se observan en el mar abierto pueden ser de tres tipos:

- *Semidiurno*: caracterizado porque a lo largo de las 24 horas del día solar se presentan dos pleamares y dos bajamares (con amplitudes sucesivas de mareas que varían lentamente), es decir, que presentan un período de algo más de medio día, exactamente 12 horas y 25 minutos.
- *Diurno*: caracterizado por tener una sola pleamar y bajamar durante el día. Las medidas demuestran que, normalmente, las amplitudes de las mareas semidiurnas son bastante superiores a las de tipo diurno.
- *Mixto*: presentan dos máximos y dos mínimos a lo largo del día, si bien su amplitud es muy diferente, siendo la primera bajamar del día la más baja y la segunda pleamar la mayor de las dos.

En la gráfica de mareas de 10 días que se muestra, puede verse claramente que la marea es de tipo semidiurno, que la amplitud varía de un día a otro y que la hora a la cual tienen lugar las pleamares y bajamares se ha ido retrasando

con un determinado desfase como consecuencia de que su período no es exactamente de 12 horas exactas.

Propagación de la marea

Las pleamares no ocurren a la misma hora en todos los puertos. La propagación de la onda de marea es de sur a norte y hacia el este en el Atlántico. Esto indica que las pleamares llegan a Canarias antes que a Cádiz. En la zona del Mediterráneo la línea denominada «nodal» Alicante-Orán (Argelia) marca el cambio de propagación de la marea.

Rangos de marea

En mar abierto se encuentran rangos de marea de alrededor de 1 m, pero en las costas se pueden encontrar mareas que alcanzan rangos superiores a los 10 m. La bahía de Fundy (Nueva Escocia, Canadá) es un caso extremo donde pueden aparecer rangos de 15 m.

Se representa la curva de marea en continuo para casi dos meses (algo más de 50 días), junto con las fases de la Luna, para el Cantábrico (Santander), Canarias (Santa Cruz de la Palma) y el Mediterráneo (Málaga). Aproximadamente, las mareas siguen el mes lunar y a siete días de mareas vivas, que tienen lugar en sicigias (luna llena y nueva), le siguen siete de aguas muertas, que tienen lugar en las cuadraturas (cuartos crecientes o menguantes) y así sucesivamente.

Asimismo, se representan las mareas de los meses de septiembre y octubre por ser las equinocciales de otoño, que junto con las de primavera, son las mayores del año. Por el

contrario, en junio y julio, al ser la época del solsticio de verano, tienen lugar las mareas mínimas junto con las correspondientes al solsticio de invierno, como consecuencia de las posiciones relativas del Sol, la Luna y la Tierra a lo largo del año.

En los mareogramas del puerto de Santa Cruz de la Palma (Canarias) se pone de manifiesto que la amplitud en pleno Atlántico es mucho menor, y queda prácticamente reducida la carrera de marea a algo más de la mitad que en Santander.

En algunas costas como las de Galicia, las mareas juegan un papel relevante en su economía, pues en su reflujó dejan descubiertas playas de moluscos que son objeto durante ese tiempo de una gran actividad de recolección.

Por lo que se refiere al Mediterráneo, es importante señalar que es un mar prácticamente desprovisto de mareas; sus amplitudes son tan pequeñas (15 – 20 cm) que su incidencia en la navegación es nula, lo que motiva que no aparezcan en el anuario de mareas de los puertos españoles. En el Mediterráneo los fenómenos a tener en cuenta son los residuos meteorológicos, en particular el fenómeno de las secas, muy frecuente en el archipiélago balear, y las inundaciones producidas por la subida del nivel del mar en condiciones meteorológicas extremas.

RESIDUOS METEOROLÓGICOS

Las predicciones de marea, muy usadas en navegación, difieren de los niveles observados como consecuencia de la influencia meteorológica, fundamentalmente presión atmosférica y viento. Esta diferencia varía de los 0,03 m en

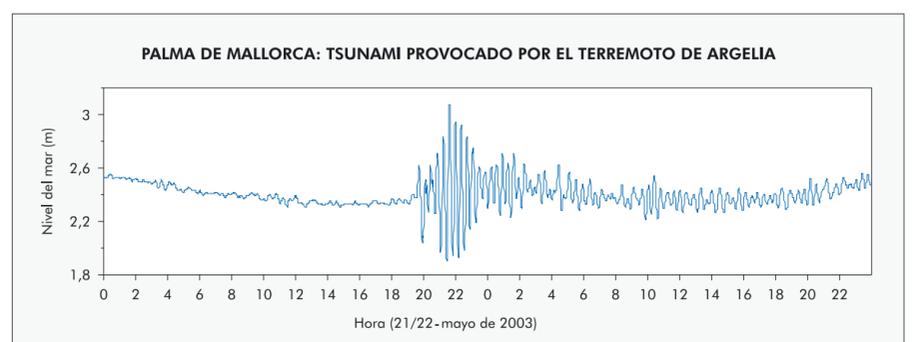
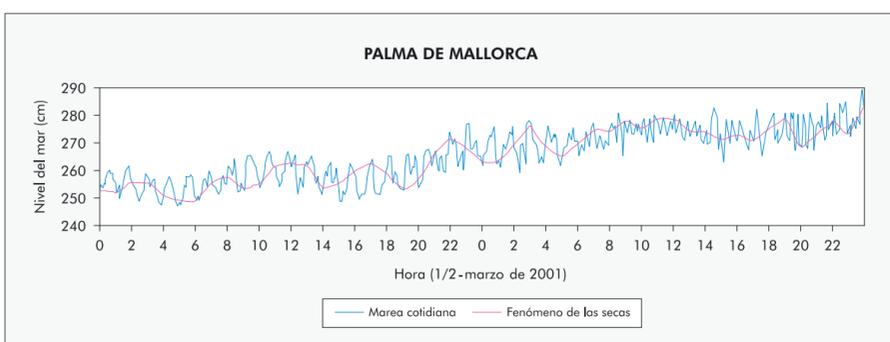
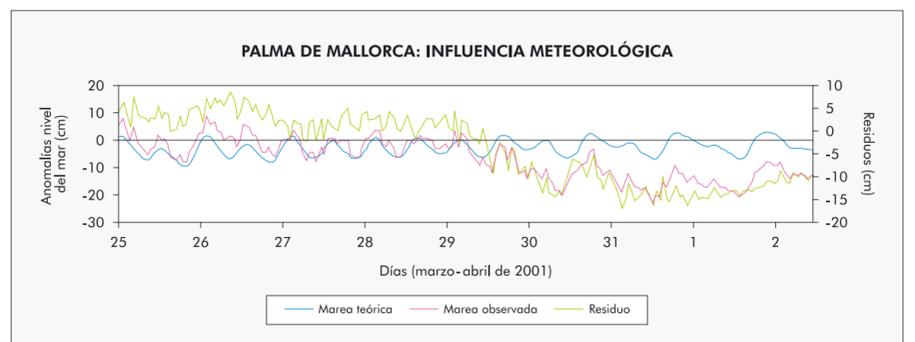
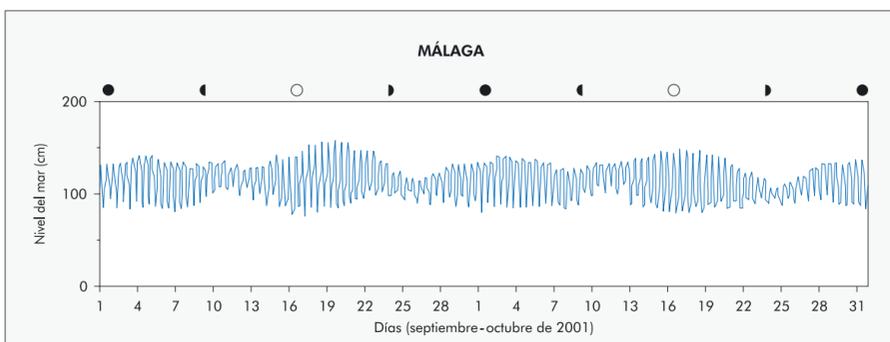
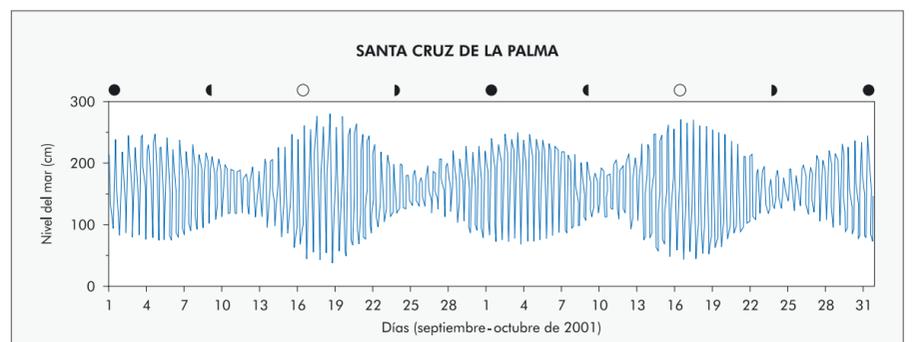
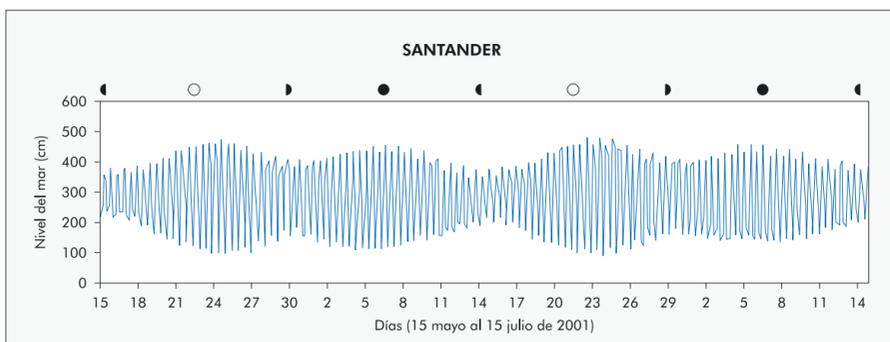
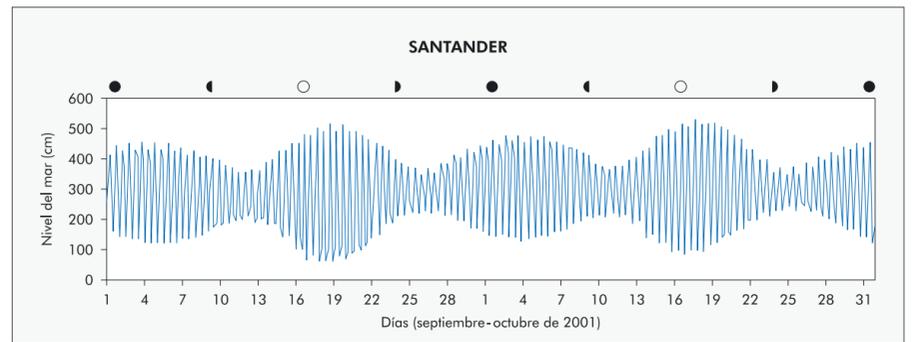
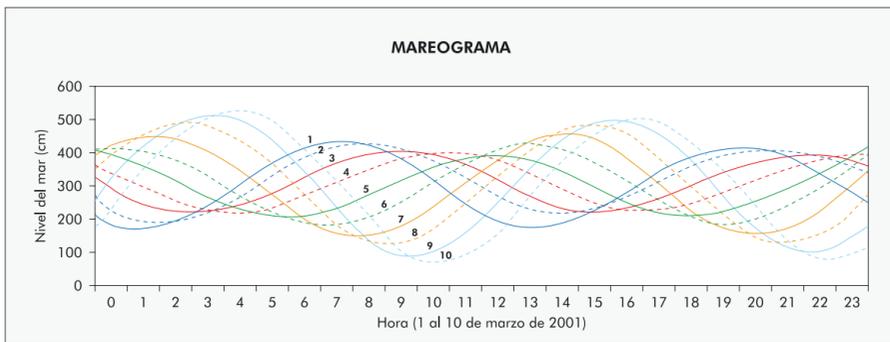
islas y océanos tropicales a 0,25 m en latitudes altas, tormentosas y de aguas poco profundas. Cuando ocurren fenómenos tormentosos los residuos son muy grandes y se alcanzan niveles del mar extremos que provocan inundaciones, derrumbamiento del terreno, rotura de diques y otras catástrofes. El impacto de los efectos meteorológicos, en la costa mediterránea es relevante por ser el valor del residuo superior al rango de marea.

Fenómeno de las secas

Se dijo que la marea astronómica en el Mediterráneo tiene una amplitud normal de 15 ó 20 cm. En la gráfica se representa, junto a la curva de marea cotidiana, la de un día en el que se dan las llamadas «secas», fenómeno que consiste esencialmente en una súbita elevación o descenso del mar, con un período muy corto, normalmente no superior a 20 minutos, y de una amplitud que puede llegar a ser superior a un metro, y que provoca a veces desastres. Las causas parecen ser meteorológicas, asociadas con variaciones rápidas de la presión atmosférica y, por consiguiente, al paso de frentes, todo unido al fenómeno mecánico de la resonancia de las ondas en calas, bahías y ensenadas.

Tsunami

Es una onda progresiva producida por la actividad sísmica y no por las mareas o las condiciones atmosféricas. La onda tsunami depende de la amplitud del desplazamiento y la dimensión del fondo marino que la actividad sísmica, normalmente un terremoto, haya ocasionado. Cuando estas ondas llegan a costa pueden provocar catástrofes importantes.



INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA

Director General
ALBERTO SERENO ÁLVAREZ

Subdirector General de Aplicaciones Geográficas
SEBASTIÁN MAS MAYORAL
(desde 19 de junio de 2004)

Jefe del Área de Cartografía Temática y Atlas Nacional - Director del Proyecto
FERNANDO ARANAZ DEL RÍO
(hasta 1 de diciembre de 2003)

JOSÉ MARÍA GARCÍA-COUREL Y DE MENDOZA
(desde 1 de diciembre de 2003)

Coordinación General
ALFREDO DEL CAMPO GARCÍA

Coordinación del Grupo	Equipo de Redacción	Producción General	Revisión de textos y toponimia	
JUAN JOSÉ ALONSO GAMO	JUAN JOSÉ ALONSO GAMO SITEP, S. L.	DIEGO GÓMEZ SÁNCHEZ	TERESA ALBERT FERNÁNDEZ	
Diseño Gráfico	Presentación Multimedia	Operador Cartográfico	Edición y Trazado	Talleres Cartográficos
MANUEL AVENDAÑO LAYUNTA LAURA CARRASCO PÉREZ RAMÓN ORS IRIARTE DAVID TAPIADOR ESCOBAR ALFONSO DE TOMÁS GARGANTILLA	ALFONSO DE TOMÁS GARGANTILLA	ÍNIGO RINCÓN JIMÉNEZ-MOMEDIANO	TORCUATO RIVAS VEGA	CARLOS CIRUELOS GUIJARRO

COORDINACIÓN CIENTÍFICA

JERÓNIMO CORRAL ESTRADA (IEO)
CARLOS PALOMO PEDRAZA (IEO)

COLABORADORES

JUAN ACOSTA YEPES (IEO)	MARÍA CONCEPCIÓN FRANCO FERNÁNDEZ (IEO)	MARÍA TERESA MEDIALDEA CELA (IGME)
BELÉN ALONSO MARTÍNEZ (ICM-CSIC)	ÓSCAR GARCÍA COLOMBO (INM)	BEGOÑA MORÓN ZARZA (PE)
JUAN JOSÉ ALONSO SANTIAGO (IEO)	ÁNGEL GARCÍA CORTÉS (IGME)	ARACELI MUÑOZ RECIO (IEO)
ENRIQUE ÁLVAREZ FANJUL (PE)	MARÍA JESÚS GARCÍA FERNÁNDEZ (IEO)	ALFONSO NAVARRO LÓPEZ (INM)
MARÍA TERESA ÁLVAREZ-OSSORIO COSTA (IEO)	JESÚS GARCÍA LAFUENTE(UMA)	GABRIEL OCAÑA ORTEGA (FROM)
DEMETRIO DE ARMAS PÉREZ (IEO)	MILAGROS GARCÍA PERTIERRA (INM)	IGNACIO OLASO TOCA (IEO)
MIGUEL BRUNO MEJÍAS (UCA)	TERESA GARCÍA SANTAMARÍA (IEO)	JAVIER OSHEA TAPIA (FROM)
ENRIQUE CALERO POSADA (IGN)	ÁNGEL GIL ALONSO (IGN)	GREGORIO PARRILLA BARRERA (IEO)
JUAN CARLOS CALVÍN CALVO	PILAR GIL BLÁZQUEZ (PE)	CARLOS PEÑA MARTÍNEZ (DGC)
JUAN ANTONIO CAMIÑAS HERNÁNDEZ (IEO)	ANA GIRÁLDEZ NAVAS (IEO)	BEGOÑA PÉREZ GÓMEZ (PE)
MANUEL CARBAJO RUIZ (IGN)	JULIÁN GÓMEZ GALLEGO (IEO)	BERNAT PUYOL MONTSERRAT (IGN)
JUAN CARLOS CARRETERO ALBIACH (PE)	MARTA GÓMEZ LAHOZ (PE)	IGNACIO RODRÍGUEZ SÁNCHEZ-AREVALO (PE)
VICENTE CARRIÓN BOTIJA (DGC)	MANUEL GRABÁN MARTÍNEZ (IGN)	ENRIQUE ROLANDI SÁNCHEZ-SOLÍS (FROM)
ÁNGEL CHANS FERREIRO (IHM)	ANDRÉS GUERRA SIERRA (PE)	MARÍA ISABEL RUIZ GIL DE LA SERNA (PE)
JUSTO CONDE CRIADO (INM)	PEDRO HERRANZ CANO (IEO)	JUAN MANUEL SALINAS MORRONDO (IEO)
EDUARDO CORCHERO GONZÁLEZ (IGN)	JAVIER JANSÁ CLAR (IEO)	FRANCISCO SÁNCHEZ DELGADO (IEO)
JESÚS CRESPO SERRANO (IEO)	JOSÉ MARÍA JIMÉNEZ BENÍTEZ (IHM)	NIEVES SANTOS DEL POZO (INM)
MARTA DE ALFONSO ALONSO-MUÑOYERRO (PE)	ANA LAGO DE LANZÓS (IEO)	OBdulio SERRANO HIDALGO (PE)
LUCÍA DOMINGO (TURESPAÑA)	ALICIA LAVÍN MONTERO (IEO)	SITEP, S.L.
MARÍA LUZ FERNÁNDEZ DE PUELLES (IEO)	JOSÉ DAMIÁN LÓPEZ MALDONADO (PE)	ELENA TEL PÉREZ (IEO)
JESÚS FERNÁNDEZ RAZOLA (IGN)	EDUARDO LÓPEZ-JAMAR (IEO)	JOSÉ TEMPLADO GONZÁLEZ (MNCN)
JORDI FONT FERRÉ (ICM-CSIC)	ANDRÉS MALDONADO (IACT)	MANUEL VARELA RODRÍGUEZ (IEO)
JESÚS FRAILE JIMÉNEZ (IGN)	DAVID MARCOTE CANOSA (IEO)	PEDRO JOAQUÍN VÉLEZ BELCHI (IEO)
MARIA ÁNGELES FRAILE TORRECILLA (IGN)	MANUEL MARTÍN LÓPEZ (IGN)	BEGOÑA VILLAMOR ELORDI (IEO)

ORGANISMOS E INSTITUCIONES PARTICIPANTES

Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)
Dirección General de Costas (DGC). Ministerio de Fomento
Fondo de Regulación y Organización del Mercado de los Productos de la Pesca y Cultivos Marinos (FROM). Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación
Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (GR-IACT)
Instituto de Ciencias del Mar (ICM-CSIC)
Instituto de Turismo de España (TURESPAÑA). Ministerio de Industria, Turismo y Comercio
Instituto Español de Oceanografía (IEO). Ministerio de Ciencia y Tecnología
Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ministerio de Ciencia y Tecnología
Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM). Ministerio de Defensa
Instituto Nacional de Meteorología (INM). Ministerio de Medio Ambiente
Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN-CSIC). Ministerio de Ciencia y Tecnología
Puertos del Estado (PE). Ministerio de Fomento
Universidad de Cádiz (UCA)
Universidad de Málaga (UMA)
Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI)

ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA

- 1 Presentación, introducción e índice

SECCIÓN I

INFORMACIÓN GENERAL BÁSICA

- 2 Referencias generales
- 3a } Referencias cartográficas
- 3b } Tablas de datos geográficos
- 3c } Imagen y paisaje
- 4 Referencias históricas

SECCIÓN II

EL MEDIO TERRESTRE

- 5 } Geología
- 6 } Relieve
- 7 } Edafología
- 8 } Geofísica
- 9 } Climatología
- 10 } Hidrología
- 11 } Biogeografía, flora y fauna
- 12 } Espacios naturales protegidos

SECCIÓN III

EL MEDIO MARINO

- 13 El medio marino

SECCIÓN IV

INFORMACIÓN DEMOGRÁFICA

- 14a Información demográfica
- 14b Potenciales demográficos

SECCIÓN V

OCUPACIÓN DEL TERRITORIO Actividades económicas básicas

- 15 Ocupación del territorio y urbanismo
- 16 Minería
- 17 Agricultura, ganadería, selvicultura y pesca

SECCIÓN VI

ACTIVIDADES INDUSTRIALES

- 18 Energía
- 19 } Sector Industria. Datos generales
- 20 } Sector Industria. Datos sectoriales
- 21 Construcción, obras públicas y edificación

SECCIÓN VII

TRANSPORTES Y COMUNICACIÓN

- 22 Transporte por carretera
- 23 Transporte por ferrocarril
- 24 Transporte aéreo
- 25 Transporte marítimo
- 26 I Transporte urbano
- 26 II y otros medios de transporte
- 27 Comunicaciones

SECCIÓN VIII

COMERCIO Y FINANZAS

- 28 Actividades empresariales
- 29 Comercio interior
- 30 Comercio exterior
- 31 Finanzas y hacienda

SECCIÓN IX

OTRAS ACTIVIDADES Y SERVICIOS

- 32 Organización del Estado
- 33 Turismo
- 34 Sanidad
- 35 Educación y Ciencia
- 36a Arte y Cultura
- 36b Deportes
- 37 Trabajo, Seguridad Social y Servicios Sociales
- 38 Defensa, Seguridad y Justicia

SECCIÓN X

PROBLEMAS MEDIOAMBIENTALES

- 39 Problemas medioambientales

SECCIÓN XI

EL CONOCIMIENTO DEL TERRITORIO

- 40 El conocimiento del territorio: El Instituto Geográfico Nacional
- 41 El conocimiento del territorio: Otros organismos oficiales

SECCIÓN XII

INFORMACIÓN SOCIOLÓGICA

- 42 Sociología familiar
- 43 Sociología laboral
- 44 Sociología cultural
- 45 Sociología electoral

SECCIÓN XIII

SÍNTESIS GENERAL

- 46 Índice toponímico
- 47 Índices generales



COMERCIALIZA:

Centro Nacional de Información Geográfica

General Ibáñez de Ibero, 3
28003 MADRID

Información General Tel. 91 597 95 14
Fax 91 553 29 13

Venta de Publicaciones Tel. 91 597 96 44
Fax 91 535 25 91
<http://www.cnig.es>

E-mail: webmaster@cnig.es - consulta@cnig.es

Servicios Regionales y Centros Provinciales