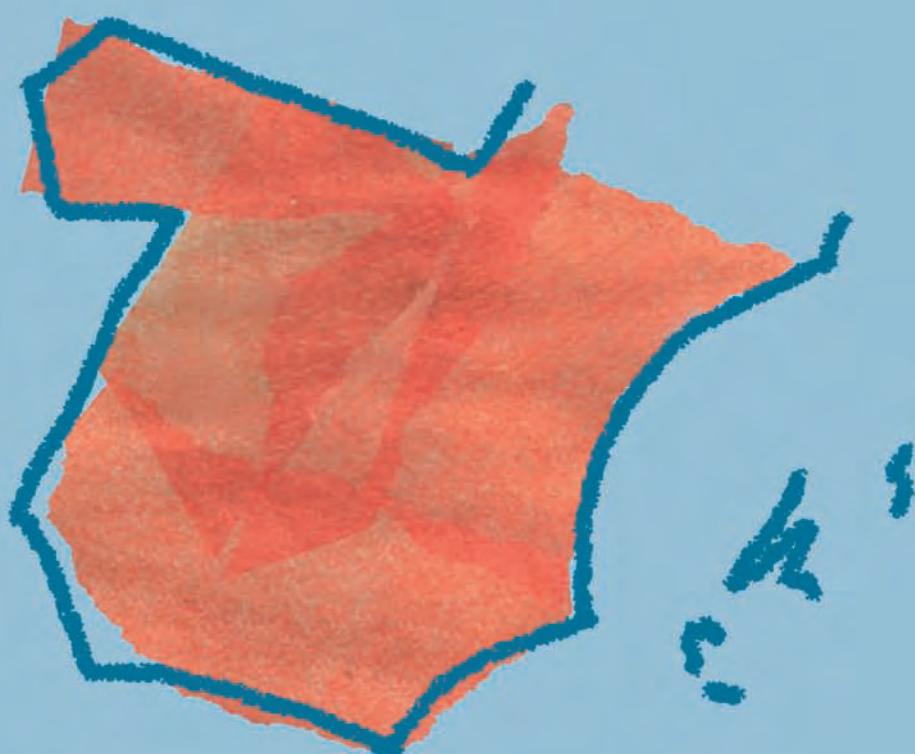


Mapa Geomorfológico de España y del margen continental

escala 1:1.000.000



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA



Instituto Geológico
y Minero de España

MAPA GEOMORFOLÓGICO DE ESPAÑA Y DEL MARGEN CONTINENTAL A ESCALA 1: 1.000.000

A. Martín-Serrano
(Editor)

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Madrid 2005

Editor: Á. Martín-Serrano

Mapa Geomorfológico de España y del margen continental a escala 1:1.000.000 / Instituto Geológico y Minero de España. Área de Cartografía Geológica; Martín-Serrano, Á., ed.
Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 2005.
232 pgs;figs; 29 cm
ISBN: 84-7840-591-7
1. Mapa geomorfológico 2. Margen continental 3. España.
I. Instituto Geológico y Minero de España, ed. II Martín-Serrano, Á.
551.3

Ninguna parte de este libro puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotografías, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

Realización y composición: Área de Cartografía Geológica. Dirección de Geología y Geofísica

Maquetación: Macarena Fdez López (EDIJESMA S.L.)

Diseño Portada: Lucía Martín-Serrano López

Fotomecánica: Da Vinci. Impresión: Digital Da Vinci

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid

Tel.: 91 349 57 00. Fax: 91 442 62 16

Web: <http://www.igme.es>

Laboratorios: c/ La Calera, 1. 28760 Tres Cantos (Madrid)

Tel.: 91 803 22 00. Fax: 91 803 22 00

I.S.B.N.: 84-7840-591-7

N.I.P.O.: 657-05-028-X

Depósito Legal: M-33034-2005

PRESENTACIÓN

La confección de un mapa de síntesis, sea cual sea la temática expuesta en él, es un indicador evidente de la capacidad de un grupo de expertos en la tarea de recopilar una enorme cantidad de información, ordenándola y sistematizándola. Ni todos los países acumulan una base geocientífica suficiente ni la mayor parte de ellos cuenta con el conjunto de especialistas apropiado para llevar a cabo ese reto, que sin duda es fruto de un esfuerzo intelectual a partir de un sólido acuerdo de partida en cuanto a cómo y qué debe quedar expuesto en el documento a elaborar.

El Mapa Geomorfológico de España a escala 1: 1.000.000 que aquí se presenta pone de manifiesto la presencia en nuestro país de todos los requisitos antes señalados. Este mapa es, por supuesto, el resultado de una pléyade de investigaciones locales y regionales y de síntesis de diversa amplitud a cargo de numerosos autores individuales y equipos científicos a lo largo de toda la historia moderna del desarrollo de la Geomorfología. Pero es también el resultado de una actualización de los conceptos emergentes en el devenir del conocimiento geomorfológico, lo que supone la validación de los criterios con los que se ha planteado. Una complejidad añadida a la confección del mapa es la gran extensión abarcada, coincidente con una notable variedad de los sustratos sobre los que se han modelado los rasgos geomorfológicos e incluso con una diversidad climática que contribuye así mismo a su heterogeneidad.

A modo de vuelta de tuerca con respecto a la concepción usual de los mapas geomorfológicos de síntesis publicados en otros países, el Mapa Geomorfológico de España a escala 1: 1.000.000 integra el área terrestre y el margen continental submarino, con las dificultades de armonización que ello implica. Es una apuesta cuyos resultados positivos visibles serán sin duda tenidos en cuenta por los investigadores de los servicios geológicos de nuestro entorno.

La realización de este mapa geomorfológico de síntesis es consecuencia del trabajo de un destacado grupo de especialistas pertenecientes al Instituto Geológico y Minero de España, en colaboración con científicos de diversas Universidades y Organismos Públicos de Investigación españoles, durante más de seis años. La calidad del trabajo realizado está a la vista y nos debe enorgullecer por el reflejo de la capacidad de los equipos de investigación que se generan en el seno de la comunidad científica española. Me complace, en ese sentido, hacer patente mi orgullo y satisfacción por todo lo que la realización de este mapa representa, al tiempo que expreso mi sincera felicitación a sus autores más directos.

José Pedro Calvo Sorando

Director General del Instituto Geológico y Minero de España

RESUMEN

La publicación de este mapa mural no es sino el testimonio del desarrollo experimentado por los estudios de geología superficial, y por tanto de geomorfología, en España en los últimos años. En el propio Instituto Geológico y Minero de España, dicho desarrollo se constata sobre todo en referencia a proyectos infraestructurales relacionados con geología básica: los estudios sobre Cuaternario, Neotectónica, y particularmente sobre Geomorfología, son numerosos y han merecido su inclusión en los planes de cartografía sistemática.

El Mapa cubre todo el territorio español e incluye el margen continental periférico. En su elaboración han colaborado, además del propio IGME, el IEO y varias universidades españolas. Con su realización, se pretende dar una panorámica de la geomorfología del país como referencia inicial a demandas más concretas. Se trata de una síntesis cartográfica cuyo desarrollo metodológico se apoya en antecedentes geológicos y geográficos realizados a distintas escalas. La base cartográfica preparatoria se ha llevado a cabo a escala 1:400.000, con la referencia de una Leyenda general previa. Se puede considerar que el contenido final del Mapa Geomorfológico a escala 1:1.000.000 es convencional, puesto que está organizado genéticamente.

El área terrestre, apoyado sobre unas referencias planimétricas básicas, incluye:

- Unidades cartográficas de carácter regional basadas en el dominio geológico y la asociación litológica dominante. Se trata de un fondo o soporte general, y está expresado en tonos grises apagados, correspondientes a la división en cuatro grandes dominios geológicos: Macizo Ibérico, Cadenas de plegamiento alpino, Cuencas y cobertura cenozoicas y Complejos volcánicos recientes. Cada uno queda a su vez subdividido en asociaciones litológicas que se representan mediante trama blanca.
- Elementos geomorfológicos (formas) de origen endógeno, representados con símbolos y tramas negras y rosas.
- Elementos geomorfológicos (formas) de origen exógeno, de erosión y de acumulación. Se expresan mediante símbolos, tramas y áreas coloreadas (formas de acumulación) en colores diferenciados por su origen. Constituye la información principal del Mapa por lo que se destaca mediante la aplicación de colores muy vivos.
- Datos cronológicos indicados mediante siglas asociadas a determinados elementos. Se trata de una información adicional en aquellas formas fundamentales o de interés singular.

En el margen continental submarino, sobre la base batimétrica se representa:

- Unidades fisiográficas de carácter regional basadas en su carácter morfológico, donde a su vez se han representado los sedimentos superficiales marinos clasificándolos según un criterio textural mediante una trama blanca. Las Unidades fisiográficas están representadas en tonos azules, correspondientes a la división en cuatro grandes dominios geológicos: Infralitoral y Plataforma continental, Talud continental, Ascenso continental y Llanura abisal.
- Elementos geomorfológicos (formas) de origen endógeno, representados con símbolos y tramas negras y rosas.

- Elementos geomorfológicos (formas) de origen exógeno, de erosión y de acumulación. Se expresan mediante símbolos y áreas tramadas y coloreadas en función de su origen y su génesis.
- Elementos geomorfológicos (formas) de génesis mixta o por la superposición de varios procesos geodinámicos.
- Datos cronológicos absolutos y relativos en zonas en que esa información existe se han indicado mediante siglas.

La Memoria del Mapa consta de dos partes. En la primera se da una explicación preliminar sobre el contenido del mismo, su diseño cartográfico, y la finalidad perseguida con tal diseño y con el mapa en sí mismo. También, y en detalle, existe una explicación de cada uno de los elementos cartográficos representados, símbolos, tramas y áreas coloreadas; se pormenoriza el tipo de representación, su significado y su relación con el resto del dibujo. La segunda parte pretende dar una visión geomorfológica regional. Está individualizada en once capítulos que se refieren, en el área emergida a los grandes dominios geológicos o morfoestructurales, y en el margen continental submarino a sectores geográficos diferenciados.

ABSTRACT

This map reflects the extent of recent developments in the field of surface geological studies and therefore of geomorphology in Spain. Such development is evident at the Instituto Geológico y Minero de España (IGME), as shown by ongoing infrastructure projects related to basic geology: many Quaternary, neotectonic, and, particularly, geomorphology studies have been included in the institute's systematic cartography programming

The map includes all of Spain's national territory and continental margin. Drawn up by the IGME, in collaboration with several Spanish universities and the IEO, it aims to provide a geomorphological overview of Spain that can be used as an initial reference for more detailed future work. It is a cartographic synthesis of previous geological and geographic maps at different scales. The initial cartographic base map was created at a 1:400.000 scale, using a previous general legend. The Geomorphological Map's final cartographic scale of 1:1.000.000 can be considered conventional, because it is organised genetically.

The terrestrial area has been represented based on planimetric references, including:

- Regional cartographic units defined on the basis of geological domain and dominant lithological association. These units constitute the map's background or general infrastructure, and are shaded in light grey. They correspond to four major geological dominions: Iberian Massif, Alpine Fold Belts, Cenozoic Basins, and Recent Volcanic Complexes. These dominions have been subdivided in lithological associations mapped as white weave.
- Geomorphological elements (forms) of endogenetic origin which are represented with black and pink symbols and weaves.
- Geomorphological elements (forms) of exogenetic origin (erosive and depositional morphologies). These elements are reflected as coloured symbols, weaves and areas (accumulation forms), according to their origin. They provide the most important information on the map, and are therefore shown in bright colours.
- Chronological data is indicated with abbreviations associated with certain elements. These data constitute additional information on basic or singular forms.

On the marine continental margin, the following are represented on the bathymetric background:

- Regional Physiographic Units defined by morphological characteristics and represented in shades of blue, corresponding to four major dominions: Infralittoral and Continental Shelf, Continental Slope, Continental Rise, and Abyssal Plane. Moreover, the marine superficial deposits have also been represented, classified on the basis of textural criteria and mapped with white weaves.
- Geomorphological elements (forms) of endogenetic origin, which are represented with black and pink symbols and weaves.
- Geomorphological elements (forms) of exogenetic origin (erosive and depositional morphologies). These elements are represented with symbols and weave areas that are coloured according to their origin and genesis.

- Geomorphological elements (forms) with a mixed genesis or originating from the superposition of several geodynamic processes.
- Absolute and relative chronological data are indicated with abbreviations in areas where these data have been determined.

The Geomorphological Map Report comprises two parts. The first is a preliminary explanation of the map's contents, cartographic design, and objectives. Moreover, there are also detailed descriptions of the cartographic elements represented (including the reasoning behind the symbols, weaves, and coloured areas used), as well as their meaning and relationship with the rest of the morphologies. The second part shows a regional geomorphological overview. It is divided into eleven chapters, addressing the onshore area's major geological and morphostructural domains, and the submarine continental margin's different geographical sectors.

ÍNDICE

DESCRIPCIÓN DEL MAPA

| | |
|---|---------|
| Objetivo, diseño y contenido del mapa geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. <i>A. Martín-Serrano, A. Maestro y A. Salazar</i> | pág. 15 |
| Geomorfología subaérea. Explicación de los elementos representados. <i>A. Martín-Serrano, F. Nozal, A. Salazar y A. Suárez</i> | pág. 23 |
| Geomorfología submarina. Explicación de los elementos representados. <i>A. Maestro González, T. Medialdea Cela, E. Llave Barranco, L. Somoza Losada y P. Bárcenas Gascón</i> | pág. 45 |

GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

DOMINIOS TERRESTRES

| | |
|--|----------|
| El Macizo Ibérico. <i>A. Martín-Serrano y E. Molina</i> | pág. 61 |
| Las Cadenas Alpinas. <i>J. M. García Ruiz, F. J. Gracia, F. Gutiérrez y M. Gutiérrez</i> | pág. 87 |
| Las Cuencas Cenozoicas. <i>M. Gutiérrez Elorza, F. Gutiérrez Santolalla, F. Nozal Martín, A. Pérez González y A. Salazar Rincón</i> | pág. 105 |
| El Litoral. <i>J. L. Goy y C. Zazo</i> | pág. 135 |
| Los Relieves volcánicos españoles. <i>C. Romero Ruiz y F. J. Dóniz Páez</i> | pág. 157 |

REGIONES SUBMARINAS

| | |
|--|----------|
| El margen continental del Levante español y las Islas Baleares. <i>V. Díaz del Río Español y L. M. Fernández Salas</i> | pág. 173 |
| El margen continental del Mar de Alborán. <i>J. T. Vázquez Garrido</i> | pág. 189 |
| El margen continental del Estrecho de Gibraltar. <i>J. L. Sanz Alonso y A. Maestro González</i> | pág. 199 |
| El margen continental del Golfo de Cádiz. <i>F. J. Hernández-Molina y F. J. Lobo Sánchez</i> | pág. 209 |
| El margen continental de Galicia y del Mar Cantábrico. <i>J. L. Sanz Alonso</i> | pág. 219 |
| El margen continental de las Islas Canarias. <i>A. Maestro González, T. Medialdea Cela, E. Llave Barranco, L. Somoza Losada y R. León Buendía</i> | pág. 227 |

I

DESCRIPCIÓN DEL MAPA

OBJETIVO, DISEÑO Y CONTENIDO DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO DE ESPAÑA A ESCALA 1:1.000.000

A. Martín-Serrano, A. Maestro y A. Salazar

*Instituto Geológico y Minero de España. La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid).
E-mail: a.martinserrano@igme.es; a.maestro@igme.es ; a.salazar@igme.es*

La publicación en 1989 del *Mapa de Cuaternario de España a escala 1:1.000.000* por el IGME (entonces ITGE), fue en su momento un testimonio más del desarrollo experimentado en esos años por los estudios de geología de superficie en el país. El desarrollo ha continuado, pero en el momento actual, hay que reconocer que aquel mapa mural ha propiciado, en cierto modo, la realización de la otra gran referencia general que faltaba en este campo de la Geología epidérmica: el *Mapa Geomorfológico de España a escala 1: 1.000.000*.

El mapa que se presenta, pretende ser ante todo una referencia inicial para el usuario, de manera que éste pueda disponer en un único documento de una perspectiva geomorfológica global de todo el territorio nacional, incluyendo su periferia submarina. Dicho mapa es el resultado de un trabajo de síntesis apoyado en antecedentes geológicos y geográficos con punto de partida en dos mapas murales a la misma escala: el ya referido *Mapa del Cuaternario a escala 1:1.000.000* y el *Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España a escala 1:1.000.000* (1991). Los esquemas geomorfológicos preparatorios a escala 1:200.000 con que contó este último mapa han constituido la base documental sobre la que se ha asentado la elaboración de las cartografías intermedias que han dado lugar a la que aquí se presenta. Obviamente, esos trabajos de síntesis se han actualizado, mejorado y completado con otros mapas. Sobre todo hay que referirse al resto de información preparada para el citado Mapa Neotectónico, al Mapa Geomorfológico de España a escala 1:50.000 (incluido en la serie MAGNA), al Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), al Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 (síntesis antiguas y algunas hojas modernas) y a otros mapas temáticos a escala 1:1.000.000 (Geológico, del Karst, de Lineamientos de las imágenes Landsat, de Arcillas Expansivas, etc.). Por supuesto, también se ha recurrido a la cartografía aportada por las tesis doctorales realizadas más recientemente, a otros mapas temáticos o aplicados, e incluso a publicaciones o artículos sin aportación cartográfica.

Las referencias de la zona submarina son mucho más escasas y desiguales en cuanto a la densidad de los datos relativos a las formas del fondo. Aunque los estudios centrados en el margen continental español han experimentado un considerable impulso en las dos últimas décadas, sigue existiendo una importante escasez de conocimientos en lo referente a la plataforma y talud del margen septentrional español (Galicia y Cantábrico), frente a la abundancia de datos existentes en el Mediterráneo, Golfo de Cádiz y en un amplio sector de las Islas Canarias. Gran parte de estos estudios se concentran en determinados trabajos geológicos de carácter sistemático, como son los Mapas Geológicos de la Plataforma Continental y Zonas Adyacentes (cartografías FOMAR a escala 1:200.000 realizadas por el Instituto Geológico y Minero de España del margen catalán y del sector sureste y meridional español), la cartografía batimétrica de la Zona Económica Exclusiva Española-ZEEE (únicamente publicada la zona que comprende el Golfo de Valencia y las Islas Baleares), las cartografías procedentes del Estudio de la Plataforma Continental Española (desarrolladas por el Instituto Español de Oceanografía y la Secretaría General de Pesca Marítima y donde se ha publicado una serie de hojas de la plataforma continental de Almería y Granada, y la zona profunda del Mar de Alborán) y las cartas hidrográficas editadas por el Instituto Hidrográfico de la Marina y determinados mapas temáticos que contemplan zonas muy concretas de aguas someras.

Por otro lado, es necesario constatar que la producción científica escrita centrada exclusivamente en la geomorfología de la zona sumergida es más bien escasa, siendo una materia que los autores discuten como complemento al objetivo fundamental de cada trabajo. Es por ello, que la síntesis geomorfológica submarina es básicamente el resultado de la recopilación de los trabajos geológicos de carácter sistemático realizados hasta el momento y de los diversos apartados que sobre la geomorfología se incluyen en la literatura existente.

La síntesis de toda la información terrestre ha sido realizada a escala 1:400.000 sobre bases topográficas convenientemente simplificadas y preparadas para la ocasión, a partir de topografías digitales provinciales a escala 1:200.000 del Instituto Geográfico Nacional. Para esta labor preparatoria e intermedia se contó con la colaboración de especialistas muy cualificados procedentes de distintas universidades españolas y de otros centros de la Administración Pública. La previsión inicial suponía que los trabajos de preparación del boceto y el consiguiente acoplamiento y homogenización de todos esos planos parciales se hiciera a esa misma escala, es decir a 1:400.000. No pudo ser así porque, aunque la pretensión de la normativa preliminar y su correspondiente leyenda era contar con una previa unificación de los mapas, el resultado no fue todo lo satisfactorio que cabía esperar. Matices de criterio, lagunas de información y también, dedicaciones desiguales, obligaron sobre la marcha a establecer otro hito intermedio, aunque en este caso, por su escala, prácticamente definitivo: reelaboración del mapa a una dimensión muy próxima a la definitiva: concretamente a 1:800.000. Este filtro final ha sido un acierto por que ha suavizado matices ha compensado información, ha igualado calidades, y en definitiva ha permitido la aplicación de un único criterio cartográfico. Fue una etapa de labor ardua, lenta y complicada que obligó a revisar, buscar, añadir, rehacer, sintetizar, y en definitiva volver a dibujar todo el Mapa. Consecuentemente, este replanteamiento ha motivado un notable retraso, aunque compensado por el resultado final.

Por otro lado, y siguiendo el criterio inicialmente marcado para el territorio emergido, la escala de partida para el mapa original de síntesis del margen continental fue 1:400.000. El mapa batimétrico se realizó a partir de las batimetrías más actualizadas existentes y completado con otros datos de campañas oceanográficas inéditas. En la cartografía definitiva la batimetría ha sido simplificada y sólo se han representado curvas de nivel que corresponden a los límites que definen de forma genérica la zona litoral (30 m), la plataforma interna (50 m), la plataforma continental (100 y 200 m), el talud y ascenso continental (500 y 1000 m) y la llanura abisal (2000, 3000 y 4000 m).

Aunque en nuestro entorno más próximo pueden citarse los mapas geomorfológicos de Portugal (Brum Ferreira, 1981) y de Francia (Joly, 1986-1992), los mapas geomorfológicos de carácter nacional no son frecuentes. Más lejanos quedan, entre otros, los mapas geomorfológicos de Israel (Nir, 1978), de Mozambique (Bondyrev, 1983), de Papua Nueva Guinea (Löffler, 1974) o el de China (Cartographic Publishing House, 1993). La escala de estos mapas es función de la superficie del territorio cartografiado, y varía entre 1:500.000 (Israel o Portugal) y 1:4.000.000 (China).

Las cartografías geomorfológicas submarinas son poco frecuentes en la bibliografía mundial. Cabe destacar por su proximidad geográfica la "Carte Geomorphologique du Portugal" (De Brum Ferreira, 1981) a escala 1:500.000 y las cartografías parciales a diversas escalas del margen continental portugués realizadas por Vanney y Mougenot (1981). Siguiendo el mismo formato de presentación también caben destacar el "Atlas of the Sea Floor around Japan: Aspects of Submarine Geomorphology" realizado por Mogi (1979), también compuesto por varios mapas geomorfológicos a diferentes escalas; y el "Atlas de Geoformas Submarinas de Colombia" realizado por el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas de la Armada de la República de Colombia, y que contiene la descripción geomorfológica y vista tridimensional de cada uno de los accidentes submarinos de las aguas jurisdiccionales de Colombia en el Mar Caribe y Océano Pacífico. Por último, con un formato de mapa mural caben destacar el "Geomorphological Map of the USSR Territory" realizado en 1987 y compuesto por diversos mapas a escala 1:2.500.000 y el "Geomorphological Map of Mozambique" publicado en 1983 a escala 1:1.000.000, ambos incorporando los caracteres morfológicos tanto de la zona emergida como sumergida.

La elaboración de la leyenda general del Mapa se ha gestado paralelamente a la realización del mismo, y ha contado con matizaciones y/o rectificaciones hasta el momento de su finalización. Obviamente su punto de partida, la elaboración de la información cartográfica a escala 1:400.000, contó con una leyenda inicial con referentes en las de algunos de los mapas geomorfológicos antes aludidos o de otros

de escalas similares y, también, en las de cartografías temáticas de España ya citadas precedentemente. Especial relevancia ha tenido la consulta de las normativas y leyendas para mapas geomorfológicos del CNRS (1976), de Verstappen y Zuidam (1991), de Herrero Matías *et al.* (1997), de Peña Monné *et al.* (1997) y la propia normativa y leyenda de mapas geomorfológicos a escala 1:50.000 del IGME.

En el caso de la leyenda utilizada en el mapa geomorfológico de la zona sumergida, han sido dos las fuentes principales en las empleadas a la hora de definir la forma de representar las morfologías más relevantes: la leyenda de las cartografías de los Mapas Geológicos de la Plataforma Continental y Zonas Adyacentes (cartografías FOMAR), y la propia normativa y leyenda para la confección de los mapas geomorfológicos a escala 1:50.000 del IGME. La razón de esta decisión se justifica en el intento de mantener unos criterios fijos de representación de los rasgos morfológicos submarinos que ya se comenzó a fraguar en la leyenda de las cartografías FOMAR y mantener homogeneidad con la simbología utilizada en la zona emergida cuando los elementos representados sean lo mismos.

El contenido del mapa es convencional en el sentido que se ha organizado desde una perspectiva principalmente genética, mientras que por el contrario, el carácter cronológico juega un papel muy secundario, simplemente informativo. Se adoptó esta opción ante la imposibilidad de representar a esta escala un mapa regido por una leyenda que incluyera ese carácter bipolar. Por eso se trata de una cartografía más descriptiva que la elaborada por este mismo Centro a escalas de detalle. No podría ser de otra manera al referirse a un mapa mural.

En la zona emergida, el Mapa está definido por áreas coloreadas, símbolos y tramas, también coloreados, organizados de la siguiente forma:

- un primer nivel o fondo que constituye el soporte sobre el que se representa la Geomorfología propiamente dicha, está definido por unidades de carácter regional en función de los principales dominios geológicos o grandes unidades morfoestructurales expresadas en tonos de color apagados, homogéneos y bien individualizados. Son Basamento o Macizo antiguo, Cadenas alpinas y Formaciones tabulares mesozoicas, Cuencas cenozoicas y Complejos volcánicos recientes, y en éstos, una diferenciación especial para Canarias. Dichos dominios incluyen también sus asociaciones litológicas dominantes. Estas últimas, siete en total, están definidas por tramas de línea fina blanca.
- un segundo nivel principal con el que se definen los elementos constituyentes del relieve organizados en grupos genéticos. En él están representadas tanto las formas erosivas como deposicionales, ambas subdivididas en estructurales, volcánicas, fluviales y endorreicas, de gravedad, glaciares, eólicas, litorales, de influencia litológica y otras formas de difícil adscripción. Dichos elementos se encuentran individualizados mediante símbolos y recintos coloreados muy vivamente, lo que determina un contraste cromático muy definido con la información recogida en el nivel anterior.
- un tercer nivel adicional y orientativo es el cronológico pues la edad está señalada para casos de interés singular o como referente regional.

En la zona submarina, sobre la base batimétrica se representan los principales rasgos morfológicos acompañados de datos litológicos. El mapa de depósitos submarinos muestra la distribución de los principales tipos de sedimentos superficiales y las unidades aflorantes del margen continental. Los depósitos sedimentarios han sido definidos sobre la base de la cartografía realizada para el Mapa del Cuaternario a escala 1:1.000.000 (ITGE, 1989) actualizada con información reciente. La clasificación de los depósitos se ha llevado a cabo siguiendo el criterio de la cartografía anteriormente citada, unificándose por tanto los distintos materiales siguiendo pautas de tipo textural, lo que da lugar a que los sedimentos se agrupen en tres tipos: grava, arena y fango. Por otro lado, todas las formaciones aflorantes consolidadas en el fondo marino, sin distinción de origen, han sido consideradas en el mapa como roca, discriminándose los afloramientos de rocas volcánicas en aquellos casos que su localización y naturaleza es bien conocida.

La cartografía geomorfológica, centrada en la representación de los tipos morfológicos de la superficie del fondo marino, ha sido sistematizada usando, como criterio predominante, los caracteres genéticos. Las entidades cartografiadas son de tres tipos:

DESCRIPCIÓN DEL MAPA

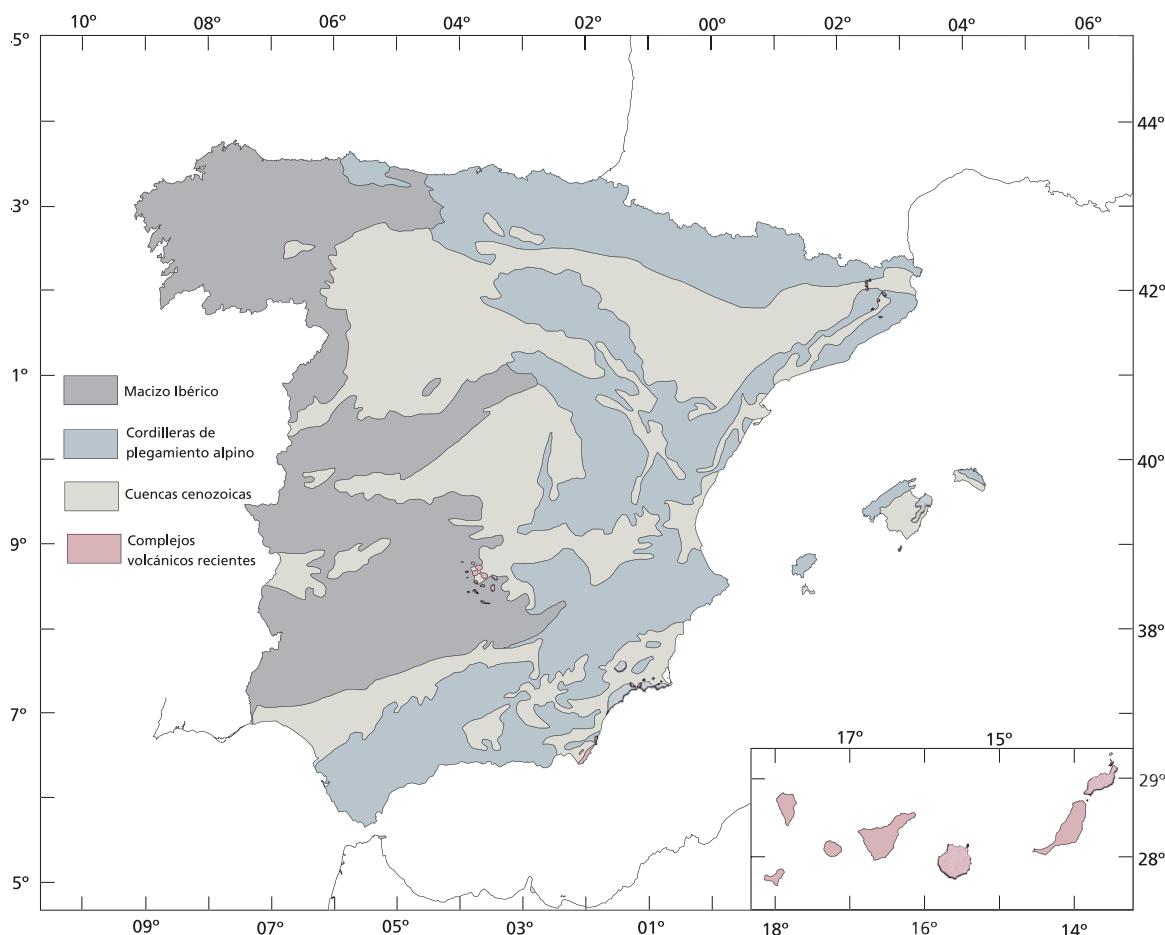
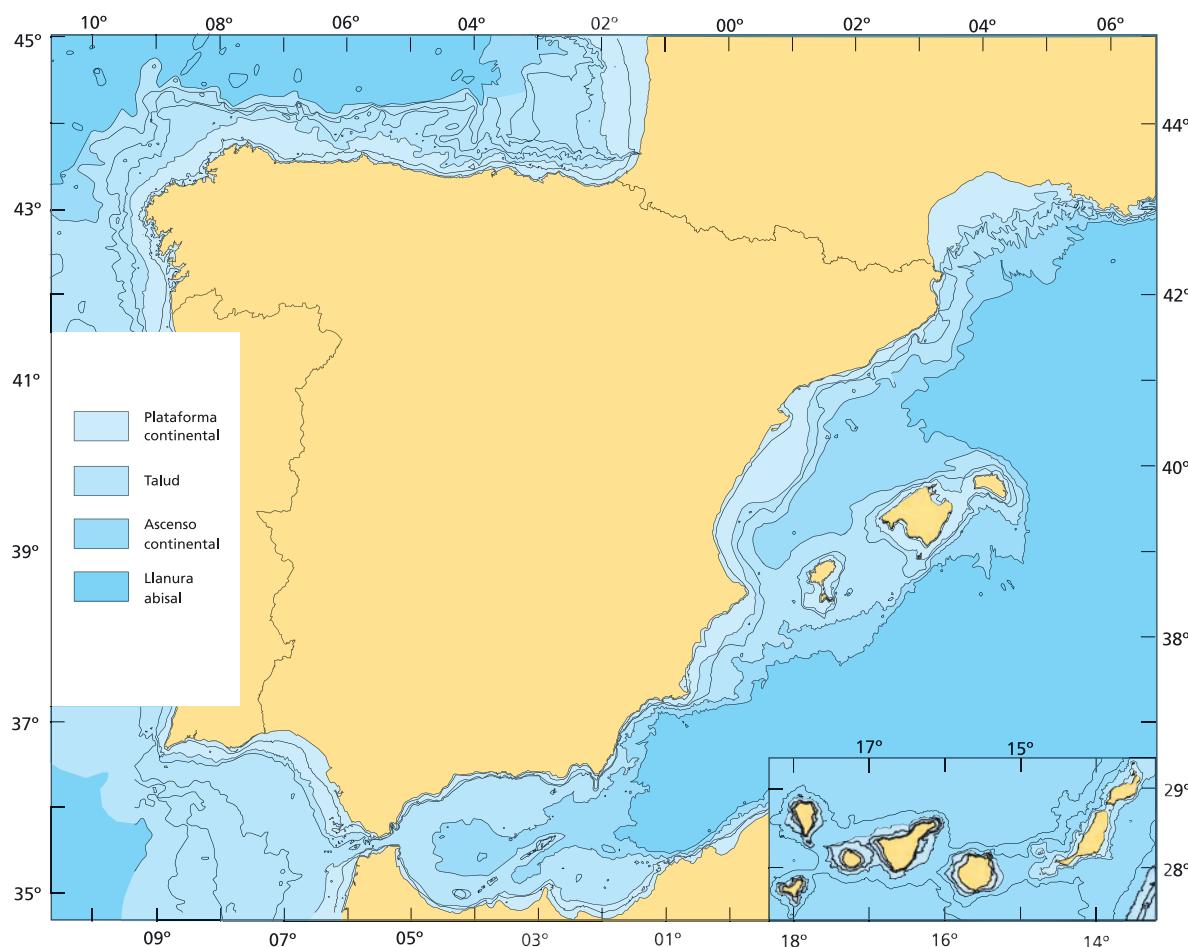


Figura 1. Los principales dominios geológicos de España.

- Límites de las Provincias Fisiográficas (Plataforma, Talud, Ascenso continental y Llanura abisal);
- Morfologías Endógenas (formas de origen tectónico, halocinético y volcánico);
- Morfologías Exógenas (formas deposicionales y erosivas, asociadas al régimen hidrodinámico imperante y bioconstrucciones; y gravitacionales).
- Se ha definido un cuarto tipo de entidades denominadas Morfologías Poligénicas, que engloban aquellas formas en las que no es posible discriminar su origen endógeno o exógeno o son el resultado de la interacción de ambos procesos.

Color y simbología (especialmente el grosor de la línea) se han diseñado de manera que expresen prioritariamente los principales volúmenes o accidentes geográficos, montañas o depresiones, puesto que el primer y más inmediato objetivo es resaltar el aspecto morfoestructural. Las grandes unidades geomorfológicas lito-estructurales de carácter regional quedan definidas en función de sus dos atributos básicos fundamentales: dominio geológico y asociación litológica dominante. Estarán representadas respectivamente, mediante áreas coloreadas en distintos matices de grises (terrestres) o azules (submarinos) y trama de color blanco sobre el dominio correspondiente. El color por sí solo selecciona las formas en función de su origen. Las formas de origen endógeno, excepto las de origen volcánico, se representan con símbolos y tramas de color negro, mientras que las formas de origen exógeno (de erosión y de acumulación) se expresan mediante símbolos, tramas y áreas vivamente coloreadas según corresponda a su origen. Los datos cronológicos se indican mediante un código alfabetico en color negro.

De forma resumida se puede decir que el *Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000* presenta varios planos de lectura:



- un fondo o soporte general de visibilidad inmediata y tonalidad apagada e individualizado en dominios morfoestructurales (zona terrestre) y las provincias fisiográficas (zona submarina) con un nivel subordinado de lectura más detallada que corresponde a su compartimentación litológica.
- un plano fundamental con la geomorfología propiamente dicha, expresada por sus elementos principales.
- los datos cronológicos que constituyen una aportación adicional o de referencia.

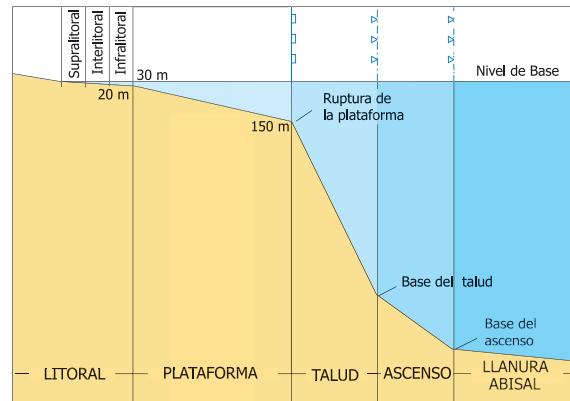


Figura 2. Distribución de las provincias fisiográficas del margen continental

BIBLIOGRAFÍA

- Brum Ferreira, A. (1981). *Carte Geomorphologique du Portugal*. Memorias do Centro de Estudios Geográficos, Universidad de Lisboa. 6: 53 pp.
- Bondyrev, I.V. (1983). *Carta geomorfológica, escala 1:2.000.000*. República Popular de Moçambique, Ministério dos Recursos Minerais, Direcção Nacional de Geologia, Maputo.
- Cartographic Publishing House (1993). *Geomorphologic map of China*. Cartographic Publishing House, Pekín. 229 pp.

DESCRIPCIÓN DEL MAPA

Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (1999). Atlas de Geoformas Submarinas de Colombia. Armada Nacional, Dirección General Marítima. Cartagena, Colombia.

CNRS (1976). (Serrat, D., Sole Sabaris, L., Calvet Porta, J. Trad.) *Leyenda para el Mapa Geomorfológico de Francia (1:50.000)*. Inst. Jaime Almera de Investigaciones Geológicas (CSIC), Barcelona. 69 pp.

Ferreira, D. de Brum (1981). *Carte Geomorphologique du Portugal*. Centro de Estudos Geográficos, Lisboa: 55 p y dos mapas a escala 1:500.000.

Herrero Matías, M., Muñoz Jiménez, J., Pellicer Corellano, F., Calvet Porta, J. (1997). Proyecto de normas y leyenda para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. In: (Peña Monné, J.L. Ed.) *Cartografía Geomorfológica básica y aplicada*. Geoforma Ediciones, Logroño. 121-126.

IGME (1999). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:1.000.000: propuesta de norma técnica para la elaboración de la cartografía base a escala 1:400.000 y memorias*. IGME, documento interno inédito, Madrid. 38 pp.

ITGE (1989). *Mapa del Cuaternario de España*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España: 279 p. y 1 mapa.

Joly, F. (1986-1992). *Carte géomorphologique de la France 1:1.000.000*. GIP RECLUS, Montpellier.

Löffler, E. (1974). *Geomorphology of Papua New Guinea*. Division of Land Use Research, CSIRO, Canberra. 19 pp.

Lomonosov, M.V., Bashenina, V. y Leontyev, O.K. (1989). *Geomorphological Map of the USSR*. Scale 1:4.000.000. Research Laboratory of Complex Mapping and the Department of Geomorphology. Moscow State University. Directorate-General for Geodesy and Cartography, USSR Council of Ministers.

Nir, D. (1978). *Israel geomorphological map*. Survey of Israel, Jerusalén.

Martín-Serrano, A., Nozal, F. Salazar Rincón, A. y Suárez, A. (2004). *Mapa Geomorfológico de España a escala 1:50.000 . Guía para su elaboración*. IGME, Madrid. 122 pp.

Mogi, A. (1979). An atlas of the sea floor around Japan: aspects of submarine geomorphology. *University of Tokyo Press*: 96 p.

Peña Monné, J.L., Pellicer Corellano, F., Chueca Cía, J. y Julián Andrés, A. (1997). Leyendas para mapas geomorfológicos a escala 1:100.000/1:200.000 y 1:25.000/1:50.000. In: (Peña Monné, J.L. Ed.) *Cartografía Geomorfológica básica y aplicada*. Geoforma Ediciones, Logroño. 129-143.

Vanney, J.R. y Mougenot, D. (1981). La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: Analyse Geomorphologique. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 28: 86 p. y 41 figuras.

Verstappen, H. Th., Zuidam, R.A. van (1991): The ITC System of Geomorphologic Survey. *ITC Publication*. ITC, Enschede. 10: 89 pp.

GEOMORFOLOGÍA SUBÁREA. EXPLICACIÓN DE LOS ELEMENTOS REPRESENTADOS

A. Martín-Serrano¹, F. Nozal¹, A. Salazar¹ y A. Suárez²

(1) Instituto Geológico y Minero de España. La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid).

E-mail: a.martinserrano@igme.es; f.nozal@igme.es; a.salazar@igme.es.

(2) Instituto Geológico y Minero de España. Parque Científico de León. Avda. Real 1, 24006 León.

E-mail: angela.suarez@jet.es.

1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se pretende ofrecer al lector del Mapa una guía explicativa de su contenido con el objetivo principal de facilitar su lectura. Para ello se describen en los correspondientes apartados los principales elementos que componen la leyenda del Mapa.

La elaboración de un mapa geomorfológico a pequeña escala es una tarea difícil, en la que siempre es necesario simplificar y generalizar los elementos cartográficos. El Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000 no ha sido una excepción, ya que ha requerido innumerables rectificaciones, con la consecuente sucesión de avances y retrocesos, resultando en definitiva un proceso más arduo y complejo que lo esperado inicialmente. Por todo ello, se hace necesario este capítulo, en el que además de tratar de facilitar la lectura del Mapa al lector poco experto en este tipo de cartografías, también se intenta aclarar a los especialistas las decisiones y soluciones cartográficas adoptadas en cada caso, que de otro modo podrían llegar a resultar en algunos casos un tanto chocantes por no ser modos de representación habituales en los mapas geomorfológicos a otras escalas.

2. EL FONDO MORFOESTRUCTURAL

2.1. ELEMENTOS REPRESENTADOS

2.1.1. Dominios geológicos

El Mapa contiene una información morfoestructural básica e imprescindible para su lectura apropiada. Las formaciones de los distintos ámbitos geológicos del substrato es fundamental para la contextualización de los elementos geomorfológicos representados. Se señalan tres dominios geológicos o morfoestructurales principales donde quedan representados el *Macizo Ibérico o Hespérico (I)*, las *Cadenas de plegamiento alpino y/o formaciones tabulares mesozoicas (II)* y las *Cuenca cenozoicas (III)*; se añade otro, adicional si se considera su modesta aparición peninsular, constituido por *Complejos volcánicos recientes (IV)* que incluye Canarias.

El *basamento o zonas plutónico-metamórficas de las cordilleras alpinas (II)* se distingue del resto de esa misma unidad mediante un tono de color algo más oscuro. Dicha distinción obedece a que, por su condición de zócalo, ofrece rasgos morfológicos netamente diferenciados del resto de la cadena que conviene resaltar.

La utilización de colores grisáceos en la definición de los dominios, responde a su ubicación en el trasfondo del Mapa, pues ocupa un plano secundario respecto a la geomorfología propiamente dicha, permi-

tiendo el resalte cromático de los elementos geomorfológicos. Por otro lado, se utilizan matices de color (azul, amarillo y rosa) añadidos al componente principal (gris) para distinguir cada uno de los dominios, distinción imprescindible para la lectura inicial al Mapa. Con el colorido suavemente decreciente de los dominios, Macizo Ibérico, Cadenas de plegamiento alpino y/o formaciones tabulares mesozoicas y Cuencas cenozoicas por este orden, en combinación con los aludidos matices cromáticos, se define claramente esa visión preliminar.

2.1.2. Litología

El Mapa muestra también información litológica del substrato. Se trata de una importante aportación, ya que la litología es uno de los factores que controla el modelado e incide directamente en numerosos procesos geomorfológicos. Sobre los grandes dominios geológicos o morfoestructurales están señaladas las principales asociaciones litológicas. Se ha optado por siete unidades: *rocas plutónicas (a)*, *rocas volcánicas (b)*, *rocas metamórficas (c)*, y, dentro de las rocas sedimentarias, las que presentan como constituyente principal *rocas detríticas de grano grueso (d)*, *rocas detríticas de grano fino (e)*, *rocas carbonatadas (f)* y *rocas evaporíticas (g)*. Se trata de una simplificación acorde con la escala y el objetivo del Mapa que ha supuesto problemas de selección y unificación debido casi siempre a la misma dificultad: el determinar cual es la roca dominante en cada unidad. Generalmente este problema se ha intentado solventar contrastando su respuesta morfológica, sin olvidar que dicha respuesta podría corresponder a rasgos más relacionados con su carácter textural o estructural que a la de su naturaleza petrológica, es decir relativos a tamaño de grano, tipos de cemento o matriz, espesor, grado de alteración, consistencia, permeabilidad y, estructura y geometría de capas o cuerpos. La simplificación litológica obedece también a criterios de expresión gráfica, pues como consecuencia de la superposición de tramas de las unidades litológicas y de los elementos geomorfológicos se estima procedente reducir en lo posible aquellas.

La variabilidad litológica que presenta todo el territorio y que es el resultado de su compleja evolución geológica, de alguna forma puede resumirse en la vieja división territorial de Hernández-Pacheco (1932): silícea, calcárea y arcillosa. Constituyen tres grandes grupos litológicos en cierto modo equiparables a su vez con los tres grandes dominios geológicos peninsulares destacados en este Mapa.

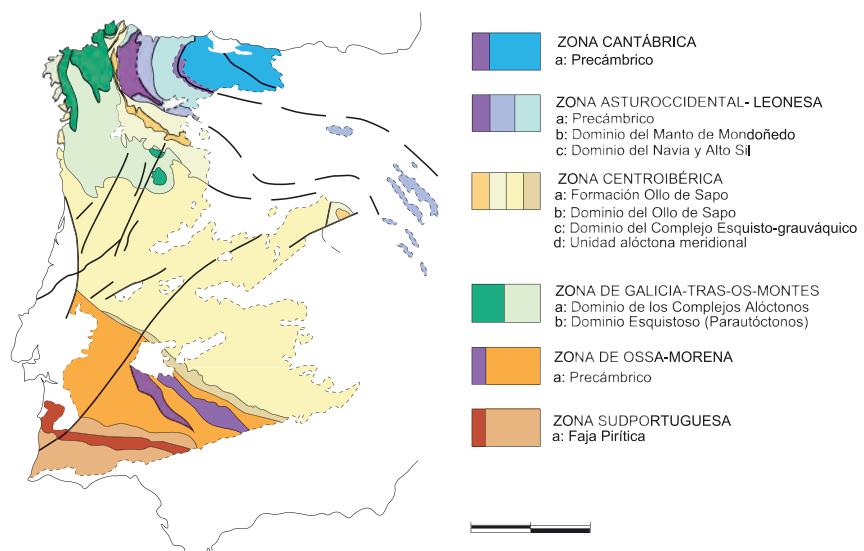
2.2. CARACTERÍSTICAS MORFOESTRUCTURALES DE CADA DOMINIO GEOLÓGICO

2.2.1. El Macizo Ibérico

Esta denominación engloba el territorio constituido por el Macizo Ibérico o Hespérico de los autores antiguos, excluyendo los afloramientos de rocas metamórficas y plutónicas del basamento de las cordilleras alpinas.

La subdivisión tectono-sedimentaria del Macizo Ibérico establecida por Julivert *et al.* (1972), posteriormente modificadas entre otros por Pérez-Estaún *et al.* (2004), expresa igualmente unas diferencias litológicas significativas importantes de destacar (Figura 1).

En el norte, el espectro lito-lógico de la Zona Cantábrica es



*Figura 1. División tectono-sedimentaria del Macizo Ibérico (Pérez Estaún *et al.*, 2004)*

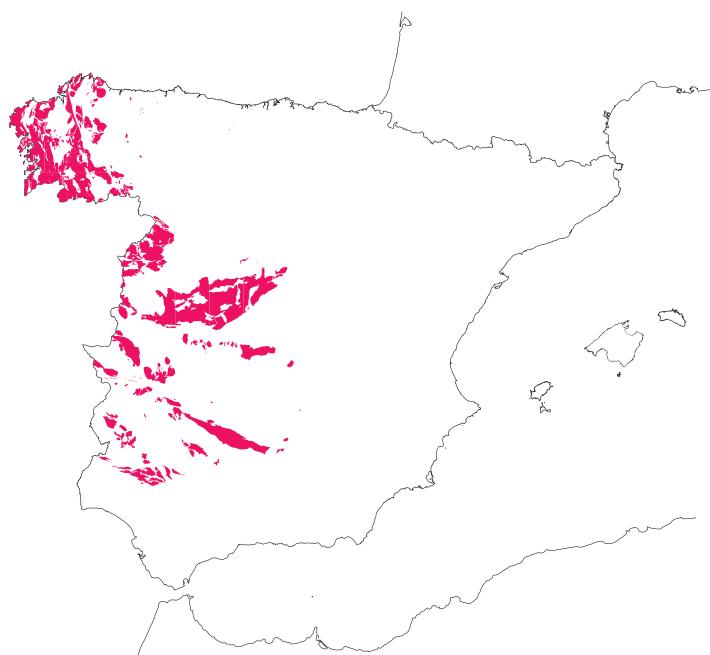


Figura 2. Las rocas plutónicas del Macizo Ibérico

rior, con dos dominios diferenciados: el Dominio Esquistoso, para-autóctono con diferentes grados de metamorfismo e intrusiones graníticas y el Dominio de los Complejos Alóctonos formado por rocas máficas y ultramáficas, además de metasedimentos, ortoneises y metabasitas.

En el sur, el batolito de Los Pedroches marca el límite de las dos subdivisiones más meridionales: la Zona de Ossa Morena definida por amplias estructuras de materiales pizarrosos, cuarcíticos y rocas plutónicas, limitada por el Cinturón metamórfico de Aracena en su borde meridional, y la Zona Surportuguesa con plutonismo en su límite septentrional, potentes y monótonos conjuntos de pizarras y areniscas y el Complejo vulcano-sedimentario de la Faja Pirítica.

La agrupación de todas las **rocas plutónicas**, ácidas y básicas, en una única unidad atiende básicamente a la escasez de afloramientos de rocas básicas, presentes en muy pocos lugares, y a la relativa ambigüedad de su comportamiento erosivo (Figura 2). Los complejos básicos de Cabo Ortegal, Ordenes y Lalín del norte de Galicia no ofrecen peculiaridades morfológicas destacables si se relacionan con resto de los afloramientos del plutonismo ácido del entorno regional. La reducida dimensión ofrecida por el resto de los afloramientos aparecidos en esta misma Zona Centroibérica, no permite demasiadas interpretaciones al respecto aunque como suelen presentar un alto grado de meteorización, su resistencia a la erosión es menor. El efecto negativo de las diabásicas del Dique de Plasencia es, por su tamaño, poco resaltable; el carácter deprimido de muchos segmentos se debe más a su condición estructural, la del propio accidente, que a dicha litología.

El granito es una de las rocas más abundante del basamento. En el sector de Galicia occidental (oeste y suroeste de Galicia), dentro de las Zonas Asturooccidental-Leonesa y Galicia-Tras-os-Montes, donde existe una distribución importante de rocas intrusivas, existen granitos bióticos (calcoalcalinos) sincinemáticos que constituyen macizos complejos con distribución alargada, granitos de dos micas (peralumínicos) sin a postcinemáticos con formas subredondeadas o elípticas y, granitos bióticos (calcoalcalinos) postcinemáticos con morfología esférica o alargada en dirección E-O. En el resto de la Zona Centroibérica es importante destacar las rocas intrusivas del Sistema Central con predominio de granitoides y monzogranititos. También aparecen rocas graníticas y granitoides en el sur del Macizo Ibérico tanto en la Zona de Ossa-Morena como al noreste de la Zona Surportuguesa, aunque tienen menores dimensiones y suelen estar dispuestas siguiendo alineaciones magnéticas. Existen granodioritas, tonalitas y dioritas de composición calco-alcalina, complejos de dioritas y gabros alcalinos y granitos calco-alcalinos. Su resistencia a la erosión es variable, generalmente alta aunque sin configurar relieve positivos importantes pero si destacables con respecto al encajante, como el Complejo esquisto-grauvaquico extremeño (Batalito de Trujillo).

Complejo, con series monótonas pizarroso-grauvaquicas del Precámbrico y alternancia de formaciones carbonatadas y siliciclásticas del Paleozoico y sin metamorfismo regional, mientras que en la zona Asturooccidental-Leonesa es siliciclástico, fundamentalmente esquistoso, con metamorfismo regional y magmatismo importante en el sector gallego. La Zona Centro-Ibérica presenta un Dominio de Pliegues Inclinados con los gneises porfiroides de la Formación Ollo de Sapo y otro de Dominio de Pliegues Verticales cuya litología predominante son las pizarras, grauvacas y cuarcitas con metamorfismo epizonal,. La cuarcita armoricana tiene un papel preponderante puesto que es la que dibuja la estructura regional. Al mismo tiempo, existe una gran profusión de rocas graníticas en sectores como el Sistema Central y Los Pedroches.

En el noroeste además existe la Zona de Galicia-Tras-os-Montes, una gran lámina alóctona superpuesta sobre la zona anterior,

DESCRIPCIÓN DEL MAPA

La poca significación morfológica de las **rocas volcánicas** en el Macizo Ibérico se debe a razones parecidas a las expuestas para las rocas plutónicas básicas, pues su presencia es escasa, dispersa y poco definida. Aparecen especialmente en el suroeste, en las zonas de Ossa Morena y Surportuguesa. En ambos casos su incidencia morfológica es poco significativa al pertenecer a dominios litológicamente complejos.

La unidad litológica más extensa y variada abarca toda la gama de **rocas metamórficas**, desde el más alto al más bajo grado de metamorfismo, constituyendo aproximadamente el 75% del total del Macizo Ibérico. Su comportamiento morfológico, aunque puede ser diverso en detalle, se presenta relativamente homogéneo a escala global y, lo que es más importante, suficientemente diferenciado del ámbito plutónico. De hecho, sobre uno de sus litosomas más representativos, extensos y con una resistencia media a la erosión, el Complejo esquisto-grauwáquico extremeño, se asientan los mejores ejemplos de la *superficie fundamental de la Meseta*. Sin embargo lo más común es que las rocas con mayor grado de metamorfismo como los gneises y las migmatitas sean algo más resistentes.

La homogeneidad morfológica mostrada en los territorios esquistosos de la región central, no se manifiesta en el extremo sureste. En ese lugar, el Paleozoico que es esencialmente detrítico está dominado por alternancias de cuarcita y pizarras con material volcánico. Por el contrario, en la Zona de Ossa Morena es mucho más complejo ya que aparecen metapelitas, micaesquistos, gnises, migmatitas y anfibolitas.

La excepción más destacable a esa relativa homogeneidad morfológica del conjunto de rocas metamórficas, está determinada por la cuarcita armoricana, pues constituye a la vez que una magnífica guía estructural, un referente geomorfológico fundamental. Esta singularidad, por resistente a la erosión, debería hacerla merecedora de su diferenciación en el Mapa si no fuera por la complejidad gráfica que acarrea su representación en el mismo, ya que al dar lugar a relieves muy definidos, estos están expresados en el nivel de simbología estrictamente geomorfológica. Se trata de evitar una complicación gráfica más, añadida por la superposición de dos tramas, la que hubiera correspondido al fondo litológico y la dibujada por la simbología geomorfológica.

La presencia de cuarcita es morfológicamente notoria en casi todas las zonas del Macizo Ibérico. Gran parte de sus sierras mas conocidas son de esta naturaleza: Courel, Añares, Teleno y La Cabrera en la Zona Asturoccidental Leonesa y, La Culebra, Peña de Francia, Cañaveral, Guadalupe, Montes de Toledo y las estribaciones orientales de Sierra Morena en la Zona Centro-Ibérica.

Las **rocas carbonatadas** contenidas en el basamento tienen una representación relativamente importante y, en casi todos los casos, están karstificadas. Destaca muy especialmente el gran macizo calcáreo de los Picos de Europa, en el extremo oriental de la Cordillera Cantábrica. Por su dimensión y ausencia de metamorfismo su incidencia morfológica es muy notoria y semejante a la de cualquier otro macizo carbonatado del Mesozoico de una cadena alpina. Se trata de un relieve estructural fuertemente resaltado por erosión diferencial con respecto a las areniscas y pizarras circundantes que corresponde a calizas carboníferas (Caliza de Montaña).

2.2.2. Las Cordilleras Alpinas y otras morfoestructuras mesozoicas

2.2.2.1. Rasgos Generales

La periferia del Macizo Ibérico está formada por varias unidades montañosas con desarrollo y significación diferente y que constituyen el extremo occidental de las cadenas alpinas europeas: Pirineos, Ibérica, Costero Catalana y Béticas (Figura 3).

Los Pirineos son una importante cadena montañosa de dirección ONO-ESE a E-O entre el Golfo de Vizcaya y el Cabo de Creus, con prolongación occidental por los Montes Vasco-Cantábricos. Consta de un basamento de rocas plutónicas y metamórficas paleozoicas conocido como Zona Axial, bordeado al sur por una banda de materiales mesozoicos y neógenos (Prepirineo español) estructurados en mantos de cobertura muy desarrollados. En los Montes Vasco-Cantábricos, que constituyen la continuación occidental de los Pirineos, aparecen formaciones mesozoicas y paleógenas estructuradas en cabalgamientos de doble vergencia dispuestos en forma de arco.



Figura 3. Situación de las Cadenas de plegamiento alpino

este caso se le añade la plataforma tabular del Campo de Montiel, entre la Llanura Manchega y el Arco Prebético de Alcaraz.

La Cadena Costero Catalana constituye una unidad de relieve bien definida que se extiende paralela a la costa mediterránea entre los Pirineos y la Cordillera Ibérica participando de las características de los macizos hercínicos, sobre todo en su mitad norte, y de alguno de los rasgos de las cordilleras alpinas.

La Cordillera Bética recorre, este-noreste a oeste-suroeste, gran parte de la mitad meridional de la Península, quedando separada de la Meseta por la cuenca del Guadalquivir. Se trata de una cadena típicamente alpina con tectónica tangencial compleja e intenso metamorfismo, en la que se diferencian tres zonas geológicas: prebética, subbética y bética. La primera y más externa, presenta un registro sedimentario (triásico- mioceno) marino y continental fundamentalmente carbonatado que está estructurado en pliegues de cobertura con despegues a favor de la plasticidad del Keuper. La segunda, intermedia y cabalgante sobre la anterior, es lutítico-carbonatada (triásico-mioceno inferior y medio), con tectónica compleja con corrimientos y cabalgamientos vergentes al norte, debido a la existencia de varios niveles de despegue y fenómenos diapíricos acompañantes. La tercera que es la más interna y compleja, presenta un núcleo metamorfizado y una orla exterior terrígeno-carbonatada.

2.2.2.2. El Basamento

Las **rocas graníticas** aparecen diferenciadas en Pirineos y la Cordillera Costero Catalana. En esta última (Macizo del Montseny, Guilleries y Cadiretes) los granitos, leucogranitos y granodioritas no suelen dar formas resistentes debido a la facilidad de alteración. Por el contrario, en el Pirineo dan lugar a fuertes contrastes con otras unidades, constituyendo gran parte del sector central, el que presenta mayores altitudes, con cotas por encima de los 3.000 m. Destacan los macizos graníticos de Balaitus, Eriste, Maladet-Aneto, Andorra-Puigpedrós, L'albera y el Cabo de Creus. En el extremo occidental de esta misma cordillera (Montes Vasco Cantábricos), el macizo paleozoico de Cinco Villas constituido por pizarras y esquistos con una resistencia a la erosión moderada, presenta en su núcleo el pequeño plutón de Peñas de Aya.

La mayor parte del basamento de estas cadenas alpinas corresponde a **rocas metamórficas**, pizarras, esquistos y cuarcitas (Figura 4). En la Zona Axial pirenaica y en la Cordillera Costera Catalana aparecen

La Cordillera Ibérica que con directrices NO-SE se desarrolla desde la Sierra de la Demanda hasta el litoral Mediterráneo, constituye una unidad de relieve elevada con respecto a tres de las grandes depresiones peninsulares (Ebro, Duero y Tajo) y al golfo de Valencia. Presenta unas pautas de deformación relativamente simples y es característica la presencia de depresiones intramontañosas. Aunque predominan los materiales mesozoicos y cenozoicos, también aparecen sierras donde aflora un basamento asimilado a la Zona Astur-Occidental-Leonesa. De acuerdo con sus características estratigráficas y estructurales, en el conjunto de la Cordillera Ibérica se distinguen tradicionalmente seis zonas: Macizo de Demanda-Cameros, Rama Aragonesa, Rama Castellana-Sierra de Altomira, Maestrazgo y Sector Levantino. Además,

potentes series metamórficas plegadas E-O y NO-SE respectivamente. En esta última, el basamento que aflora profusamente en la mitad norte de la alineación Prelitoral y en la totalidad de la Litoral, corresponde a un conjunto metamórfico e ígneo compuesto por pizarras, filitas nodulosas y esquistos y, puntualmente, cuarcitas y corneanas (Cordillera Litoral), siendo estas últimas las que originan los relieves más sobresalientes. En Pirineos, gneises y paraneises con series precámbricas y paleozoicas de pizarras, esquistos y cuarcitas también suelen dar lugar a masas resistentes, que conjuntamente, junto a los macizos graníticos, originan los mayores relieves de la Zona Axial (macizos de Picos de los Infiernos, Vignemal, Posets, etc.).

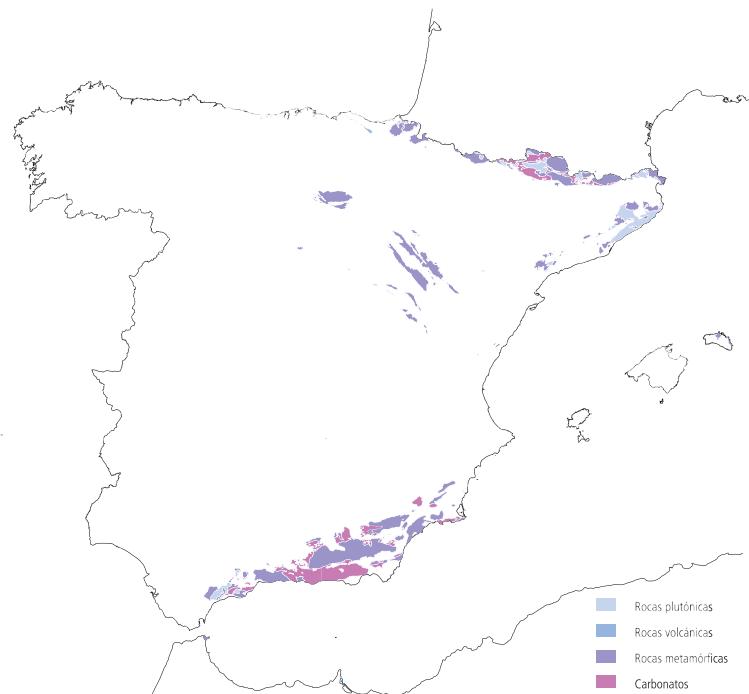
El basamento de la Cordillera Ibérica, constituido por la prolongación de la zona Asturleonesa del Macizo Ibérico, aparece en la Sierra de la Demanda y, distribuido en varios macizos, en su zona central. Sin embargo, donde aflora mas profusamente es en la sierra anteriormente citada y en Rama Aragonesa de la cadena, flanqueando la depresión de Calatayud (Moncayo, La Virgen, Algaiaren, de Vicort, Cucalón y de Montalbán, Ateca, de Pardos-Santa Cruz y de Mureros-Daroca). También es importante en Sierra Menera y Sierra Carbonera, en los macizos de Checa y del Tremedal (Rama Castellana) y en la Sierra del Espadán. Se reconocen conjuntos pizarrosos y areniscosos o cuarcíticos de aspecto masivo, sin control litológico ni estructural claro en la Sierra de la Demanda. En otros lugares las cuarcitas dan lugar a relieves residuales como en Sierra Menera-Ródenas-San Ginés y discretos relieves apalachianos en el macizo del Tremedal.

Las zonas internas de la Cordillera Bética son fundamentalmente metamórficas, el denominado Dominio de Alborán, a su vez constituido por tres complejos superpuestos estructuralmente, Alpujárride, Nevado-Filábride y Maláguide. El primero de ellos, representado por series metamórficas de alto grado (metapelitas y cuarcitas), es altamente resistente dando lugar al Macizo de Sierra Nevada. En Málaga, va acompañado por peridotitas, que son las responsables de Sierra Bermeja y de parte de la Serranía de Ronda. Los otros dos complejos, constituidos también por metapelitas (esquistos y micaesquistos) y cuarcitas ofrecen elevaciones mas moderadas.

Las rocas carbonatadas son importantes en las zonas internas de las Cordilleras Béticas. En el Complejo Nevado-Filábride, básicamente formado por micaesquistos, micacitas y cuarcitas, existen pequeñas apariciones de calizas dolomías y mármoles, pero es en el Complejo Alpujárride donde son más abundantes, pues son dominantes en varias de sus unidades, especialmente en la de Ojén compuesta fundamentalmente por mármoles calcáreos y dolomíticos (Sierra de Mijas y Sierra Blanca). El Triás perteneciente a este basamento, excepto en el Maláguide que es siliciclástico, también es carbonatado. Excepto en el Pirineo donde asociadas con el resto de los metasedimentos de la Zona Axial da lugar elevaciones importantes (Marimanya, La Bonaigua y Pomeró en el Valle de Arán y en el Pirineo Oriental los macizos de Tossa d'Alp, Puigmal, Arcabel y Sierra de Montgron), la incidencia las rocas carbonatadas del basamento en el modelado de las demás cadenas alpinas es insignificante.

2.2.2.3. Cobertura

La litología de este gran dominio es en general, bastante variada, pero predominantemente carbonatada. Este hecho, obliga necesariamente a reagrupamientos y sintetizaciones más o menos forzadas ante la imposibilidad de representar un espectro litológico tan variado y cambiante. Por esta razón, podría detec-



tarse alguna situación morfológica equívoca que manifieste contrastes de modelado en casos de aparente uniformidad litológica.

Las rocas carbonatadas (Figura 5) no sólo dan lugar a relieves importantes sino que suelen llevar asociados importantes sistemas kársticos, muchos de ellos ligados a las áreas de alta montaña como el macizo de la Piedra de San Martín o de Larra en el Pirineo occidental. Es precisamente en esta cordillera donde se originan las mayores altitudes: el macizo de Marboré y Monte Perdido (3.355 m) en calizas del Cretácico Superior y del Eoceno, y también las sierras de Bernera, Tendeñera y Cotiella. Mas al sur las formaciones calcáreas constituyen importantes abruptos sobre las depresiones circundantes; la Sierra del Cadí y su prolongación Moixeró, la Sierra de Pedraforca, las serranías del Port del Comte y Rasos de Peguera son ejemplos destacados. Hacia el borde meridional de la cordillera son igualmente destacables las sierras exteriores oscenses como el macizo de Guara (en calizas eocenas de gran potencia), las sierras de Prada y Boumort y el macizo del Montsec.

Las rocas carbonatadas originan los relieves más característicos de los Montes Vasco Cantábricos, y de hecho es el frente del relieve en cuesta de las calizas del Cretácico superior el que forman la divisoria atlántico - mediterránea en su porción central. En la vertiente atlántica destacan los relieves constituidos por los carbonatos del Jurásico (en Ernio y Aralar) y, sobre todo, del Cretácico inferior (facies Urgoniana). La estructura es de pliegues apretados cortados por fallas que dan lugar a crestas calcáreas discontinuas (peñas) que superan los 1.000 m de altura (Gorbea, Udal, Arno, Aitzgorri, etc.) y a macizos calcáreos muy carbonatados (Asón, Jorrios, Aralar, etc.).

En la Cordillera Ibérica, los 300 m de dolomías y calizas de distintas formaciones del Cenomaniano-Santoniano, destacan en el paisaje de la Serranía de Cuenca y de los Montes Universales. En el sector surooriental de esta misma cordillera, los materiales triásicos y jurásicos son los que dan los relieves más elevados (sierras de Javalambre con 2.020 m y Espadán).

En la Costera Catalana las rocas carbonatadas también son abundantes y están intensamente carbonatadas (macizo de Garraf), y, aunque por el norte alcanzan el Tibidabo, predominan sobre todo en la terminación meridional de la cordillera (Puertos de Beceite).

Un rasgo determinante de la Cordillera Subbética es su discontinuidad, la aparición alternante de elevaciones y depresiones alineadas. En su sector prebético, debido al apilamiento tectónico de las unidades, fundamentalmente carbonatadas, este rasgo se difumina, amontonándose las masas calcáreas en alineaciones montañosas de gran altitud (sierras de Cazorla, Alcaraz, Calar del Mundo, de la Sagra y de Segura). Donde el estilo estructural es menos apretado las sierras también están señaladas calizas mesozoicas (jurásicas sobre todo) presentes en sendos anticlinales (Sierra de los Castillones, Alto Coloma, Orozco..), y, junto al Guadalquivir (sector subbético), en forma de macizos flotantes sobre un entorno de colinas margosas (sierras del Tablón, de las Yeguas, de Estepa, etc.). Otras veces estas formaciones carbonatadas se resuelven en abruptos montañosos sobre la citada depresión como consecuencia de la vergencia estructural en esa dirección (sierras de Jabalcuz, de Jaén y Magina). Parecida resolución tienen las potentes masas carbonatadas de la Dorsal Bética (sierras de Ubrique, Ronda, Prieta, Torcal de Antequera, etc.).

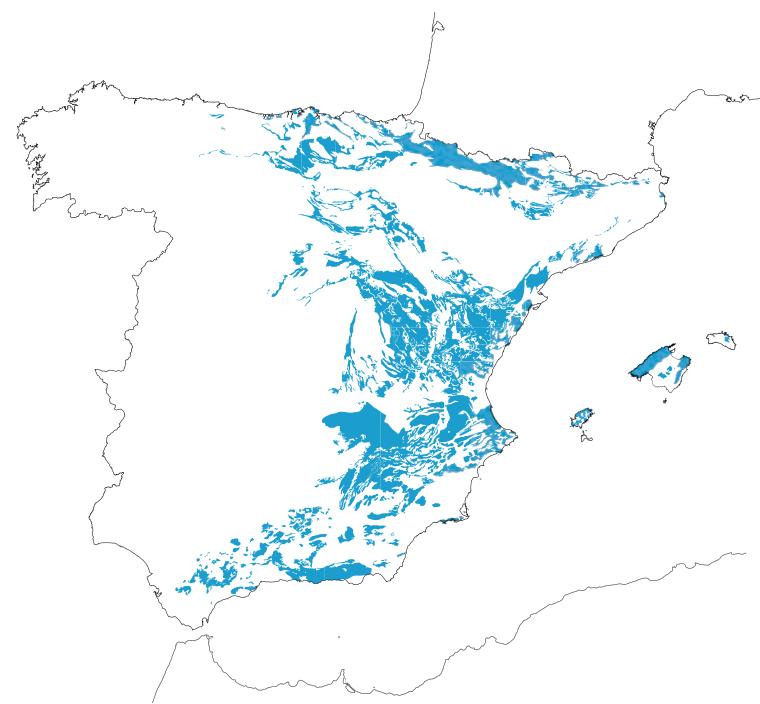


Figura 5. Las litofacies carbonatadas de las Cadenas de plegamiento alpino

DESCRIPCIÓN DEL MAPA

Las zonas más elevadas de Islas Baleares (Ibiza y Mallorca) que son la prolongación hacia el noreste de las zonas externas de la Cordillera Bética (Ibiza, Sierras Norte y de Levante de Mallorca, Cabrera) también están constituidas por afloramientos de rocas mesozoicas fundamentalmente carbonatadas.

Los **materiales detriticos gruesos** como areniscas y conglomerados también pueden originar sierras importantes en este Dominio geológico. Los conglomerados y las areniscas triásicos constituyen muchos de los relieves más destacados en los Montes Vasco Cantábricos: relieves diferenciales con respecto al paleozoico (y al Keuper), fuertes cuestas de más 2.000 m de altitud, adaptadas a la estructura del zócalo (Peña Sagra y Peña Labra) en el extremo occidental, y también crestas verticales junto a la falla de Cabuérniga. En la zona periférica del Macizo de Cinco Villas los conglomerados del transito Cretácico inferior-superior, que se apoyan sobre el Buntsandstein e incluso sobre el Paleozoico, refuerzan el modelado estructural del propio Buntsandstein, pero con altitudes mucho más modestas (Montes de Adarra y Mandoegi).

En la Sierra de Cameros, son las litofacies de conglomerados cementados jurásico-cretácicos (Purbeck-Weald o Wealdense) las más destacables pues dan lugar a las sierras de Neila, Urbión y Cebollera. También son conglomerados con cemento calcáreo del oligoceno superior asociado a las facies molásicas los que originan las sierras de Sis, Llerás, Montsort y Hortoneda-Pessonada en el conjunto prepirenaico leridano y oscense oriental, y las Sierras Marginales Catalanas de Comiols, Alós de Balaguer y Sant Llorenç de Morunys. En el Campo de Gibraltar las Areniscas del Aljibe constituyen las máximas elevaciones de la región (sierras de Ojén, El Cabrito, Bujeo, Aljibe, etc.).

En muchos lugares, especialmente en la Cordillera Ibérica, se resalta la presencia, las unidades no carbonatadas, de carácter detritico relativamente grueso, como las facies Purbeck, Weald o Utrillas que por su dimensión difícilmente tendrían representación en el Mapa. Son niveles de gran continuidad lateral definitorios de los principales rasgos morfoestructurales en este dominio alpino al romper la relativa uniformidad rocosa de un contexto predominantemente carbonatado. Precisamente, la elección de una litología suficientemente representativa de estos niveles ha sido ocasionalmente una decisión difícil de tomar, ante la disyuntiva de optar por detriticos gruesos o finos, aunque nos hemos decidido por esta última opción dada su condición relativa de capa poco resistente o blanda. Se trata de una situación contraria a la de las areniscas y conglomerados de las facies Buntsandstein del Triásico de esta cordillera, puesto que constituyen un nivel duro y resistente que puede dar lugar a elevaciones significativas.

Respecto a la facies Keuper del propio Trías germánico, casi siempre se ha optado por dar más consideración a su carácter yesífero dada su conocido comportamiento plástico, condición también definitoria desde la perspectiva morfológica. En referencia a ese **carácter evaporítico**, es preciso citar dos de las más destacadas manifestaciones del Trías salino considerado como tal, como los numerosos diapiros perforantes en los Montes Vasco Cantábricos y el Olistostroma bético.

En toda la Cordillera Ibérica, el Keuper, por erosión diferencial siempre va a dar lugar a zonas deprimidas, dando perfectas *combes* en los núcleos desmantelados de los relieves plegados como los de la Rama Castellana, o a amplios corredores en el sector suroriental, como los de Arcos de Salinas, Chelva, Bugarra, Yátova, Navarés y la importante depresión N-S de Cofrentes-Ayora. Otras *combes* que aparecen por disección de las charnelas anticlinales a favor de materiales poco resistentes y franjas deprimidas como Valdelinares y Cedrillas en la Sierra de Gúdar, es consecuencia del afloramiento de facies arcillosas y arenosas del Purbeck-Weald y Utrillas.

En el Pirineo (contacto entre la Zona Axial y Prepirineo) las litologías blandas, fundamentalmente eutitas, dan lugar a morfologías deprimidas alargadas y alternantes con los relieves, originando depresiones intermedias y corredores fluviales excavados en materiales fundamentalmente margosos o arcillosos de las facies Keuper, Garum y de los flyschs santonenses y eocenos. El carácter diapírico del Keuper ha favorecido la extrusión del mismo a favor de los límites tectónicos de diferentes unidades, dando lugar a ensanchamientos en los valles que los cortan (el corredor de Escurra y el valle de Bartzán-Elizondo abierto en materiales blandos del Trías y del Cretácico y la depresión de Gerri de la Sal y los corredores de Plan-Sahún, Castejón de Sos-Laspaués, Pont de Suert y Senterada; también las depresiones de Alós, en las sierras exteriores orientales del Prepirineo, Les Avellanes, Naval, Ubiergo-Puebla de Castro, Tolvà, Alins-Calasanz y Caserras-Estopiñán).

Por el contrario, se da el caso que en el sector más externo de las sierras marginales catalanas, las extrusiones asociadas al borde de la Cuenca del Ebro como las de Artesa de Segre, Montmagastre y Bellfort, dan

morfologías agrestes que destacan sobre los terciarios circundantes más blandos, al incluir en su interior además de margas y yesos del Keuper, calizas cretácicas y eocenas.

Otras litologías blandas de distinta edad y características originan mediante un conjunto de valles y depresiones paralelas (Depresión Media Pirenaica) el tránsito entre las sierras interiores y exteriores del sector central pirenaico. Son las cuencas de Pamplona, de Aoiz-Lumbier y la Canal de Berdún, modelada en las margas gris-azuladas del Eoceno Medio y del Superior; Val Ancha, su prolongación oriental; valle del Ara; la Conca de La Pobla de Segur, en el flysch santoniano-maestrichtiense; y la de Tremp-Isona en facies garum del Cretácico terminal-Paleoceno.

Entre las sierras subbéticas del sector central de la Cordillera Bética se alargan sendos corredores labrados sobre margas blancas o abigarradas. La compresión tectónica determina su dilución hacia el este, mientras que en el oeste por la aparición de la gran unidad olistostrómica del Valle del Guadalquivir se produce el efecto contrario, generalizándose a una depresión regionalizada en colinas suavemente onduladas.

2.2.3. Las Cuencas cenozoicas

El testimonio geológico más cercano está ubicado en el registro estratigráfico de las cuatro grandes cuencas de sedimentación cenozoica peninsulares (Tajo, Duero, Ebro y Guadalquivir) y en el resto de las pequeñas y numerosas cubetas que aparecen tanto en el Macizo Ibérico como en las distintas cadenas alpinas. Si exceptuamos a la cuenca del Guadalquivir, el origen y evolución de las más grandes tiene mucho en común, sobre todo en cuanto a su fecha de individualización, a las características de su relleno sedimentario y al modelo de erosión más reciente. Salvo contadas excepciones, ese carácter común facilita la separación de las unidades litoestratigráficas en este dominio. Abarcan toda la gama sedimentaria elegida en el Mapa: rocas detríticas s.l., lutitas, carbonatos y evaporitas.

Desde un punto de vista litológico, la Cuenca del Duero abarca tres grandes sectores de forma triangular muy bien diferenciados: nororiental esencialmente detrítico, centro-oriental mayoritariamente lutítico y carbonatado, y meridional, nuevamente detrítico.

En la Cuenca del Ebro se pueden considerar otros tres sectores, más complejos que los de la cuenca anterior, con características geológicas contrastadas: el sector navarro-riojano, el sector aragonés y el sector catalán.

La subdivisión morfoestructural de la Cuenca del Tajo que responde a otros tantos ámbitos deposicionales, se concreta en dos grandes subdivisiones, las cuencas de Madrid y Occidental del Tajo por un lado, y Llanura Manchega y del Cabriel y Jucar por otro. La primera constituida por una gran franja nordoccidental detrítica y arcósica junto con otra oriental carbonatada y evaporítica; la segunda, cartográficamente más simple por el hecho de aflorar casi exclusivamente su registro terminal, de naturaleza predominantemente carbonatada (calizas lacustres y costras).

En la última de las grandes cuencas, la del Guadalquivir predominan los materiales lutíticos, aunque presenta también materiales detríticos y carbonatados; los primeros basales y aflorantes de forma discontinua en el borde del Macizo Ibérico, y los segundos, terminales, presentes en su tercio más occidental.

Entre las numerosas cuencas interiores del Macizo Ibérico, todas predominantemente detríticas, destacan por su dimensión, la del Bierzo y la del Guadiana. Los terrígenos relativamente finos y deleznables son bastante frecuentes en la mayoría de las cuencas del noroeste (Meirama, As Pontes, Terra Cha, Sarria, etc., en Galicia, Oviedo), y en otras muchas o mejor en ciertos sectores de ellas como la del Bierzo (formación Toral), del Guadiana (Formación Lobón), Coria, etc. Ninguna de estas cuencas presenta litofacies evaporíticas pero si niveles carbonatados de escasa consideración como calizas lacustres, costras o calcimorfos (Sarria, Bierzo, Guadiana).

El Paleógeno de la Cordillera Ibérica que se localiza en las depresiones intramontañosas y en el núcleo de algunos de los grandes sinclinales de dirección NO-SE, es, litológicamente, muy complejo; aflora en la cuenca de Loranca, en Montalbán y en distintas cubetas en el norte de la provincia de Teruel (Muniesa, Alloza, Berge...). El Neógeno, también muy variado (detríticos gruesos, lutitas, carbonatos y evaporitas), aparece en todas las depresiones, pero sólo en las de Calatayud y Teruel presentan cierta consideración.

DESCRIPCIÓN DEL MAPA

La presencia de los **materiales detríticos más gruesos** siempre suele estar localizada en la mayoría de las cuencas más pequeñas y en sectores marginales de las más grandes. Es este grupo litológico el que, por su disparidad conlleva mayores problemas de delimitación. Es indudable que no tiene el mismo comportamiento morfológico una formación conglomerática fuertemente cementada por carbonatos que otra terrígena arenosa y suelta. De hecho, la incidencia de la granulometría y el cemento es determinante en la resistencia de la roca a ser erosionada. Esa es la razón que motiva, en casos específicos, la inclusión de algunos materiales arenolimosos como de litología “predominantemente lutítica”, la otra alternativa detrítica.

En el sector navarro-riojano de la Cuenca del Ebro, los conglomerados forman importantes relieves adosados a los frentes de cabalgamiento de los Montes Vasco-Cantábricos (Montejurra y Monjardín) y, sobre todo, de la Sierra de la Demanda (Serradero). Este tipo de depósitos origina aún elevaciones más espectaculares en el borde norte del sector aragonés de la cuenca, pues dan lugar a importantes relieves en torreones (mallos de Riglos y Agüero). En el sector catalán, los conglomerados, también fuertemente cementados, forman relieves muy importantes junto al borde de la Cordillera Costera Catalana (Montserrat, Monsant) y a las Sierras Exteriores pirenaicas (Comiols, Sant Llorenç de Munt, Berga, etc.).

Aunque frecuentemente aparecen con cementaciones carbonatadas, los conglomerados en todo el borde noroccidental de la Cuenca del Duero (formaciones de Vegaquemada, Cuevas, Candanedo y Grijalba-Villadiego, Veguellina de Cepeda, Omañas, Ferreras, Benavides, Valduerna, Tapia de la Ribera, Ordás, etc.) no originan relieves destacables. La razón es estructural ya que carecen de deformación; de hecho la totalidad conserva su sediplano culminante original (La Robla, Cantoral y Guardo), circunstancia que queda suficientemente señalada en la expresión propiamente geomorfológica del Mapa.

También se han incluido como rocas detríticas gruesas, litofacies predominantemente gruesas pero de estratigrafía muy variada y compleja. Es el caso de parte del suroeste de la Cuenca del Duero donde afloran materiales paleógenos y prepaleógenos predominantemente detríticos (areniscas y gravas silíceas y silicificadas y gravas y areniscas arcósicas) que pueden alternar con otras litofacies lutíticas y carbonatadas. También se han incluido las series detríticas arcósicas más o menos gruesas procedentes del Sistema Central con problemas de intercalaciones similares a las anteriores, la mayor parte del borde septentrional de la Cuenca del Tajo, también arcósico, casi toda la orla periférica de la Cuenca del Ebro, y en fin, la mayoría de las cuencas intramontañosas tanto en el Macizo Ibérico como en las cordilleras alpinas.

Las facies **terrígenas de grano fino**, esencialmente lutitas, homogéneas y poco coherentes, de la Cuenca del Duero, facies como Tierra de Campos, La Serna, y Villalpando, se asimilan a otras litofacies que aparecen en el centro de cuenca, más margosas o margyesíferas o con niveles de yesos tales como las facies Dueñas y Cuestas. La representación lutítica en el Ebro está más fragmentada, en la región central catalana (Llanos de Urgell y de Lleida, Plana de Vic, Plana de Bages, Conca d’Odena y Conca de Barberà, etc.) y en los bordes centro-meridional y navarro-aragón. Por otra parte, en casi toda la Cuenca del Guadalquivir predominan los materiales poco resistentes a la erosión, de carácter fundamentalmente lutítico que forman una extensa campiña de relieve muy poco acusado.

En todas las cuencas, las **rocas carbonatadas** (Figura 6) están representadas por páramos calcáreos los cuales constituyen magníficas y extensas

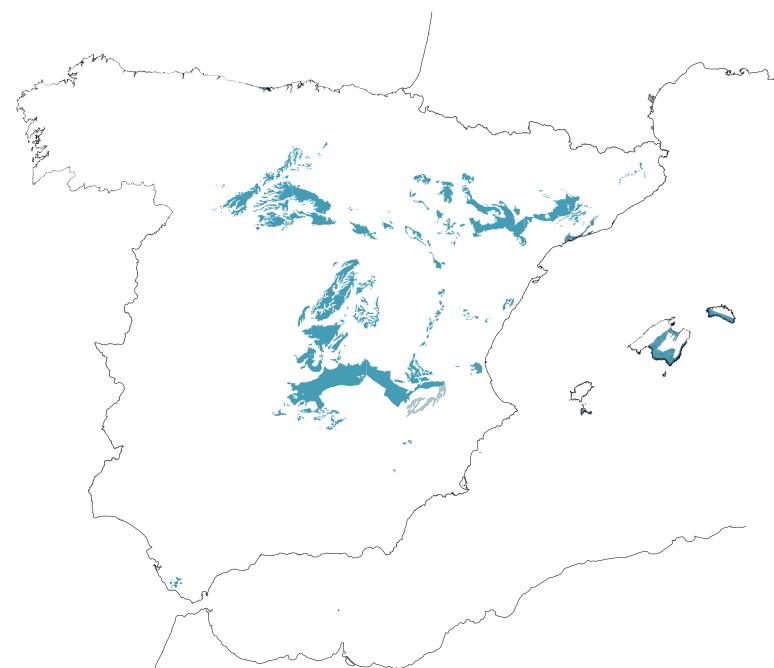


Figura 6. Las litofacies carbonatadas en las Cuencas Cenozoicas

plataformas definidas sobre niveles de calizas lacustres neógenas. Probablemente se trata de la litología más representativa pues tiene una incidencia directa en el modelado de las depresiones ya que aunque no son formaciones potentes (rara vez superan la veintena de metros), el elevado grado de litificación que presentan les confiere una gran competencia a la erosión con respecto al resto de las rocas acompañantes dando lugar a plataformas tabulares o mesas muy desarrolladas. En la del Duero, ocupan el tercio centro-oriental de la misma, extendiéndose desde el sureste de la diagonal Villadiego-Toro y al norte de Tordesillas-Cuellar-Ayllón hasta su borde oriental, prolongándose hacia el sureste a lo largo de la depresión de Almazán. En el Ebro es su eje central, en gran parte del sur de la provincia de Zaragoza y de Lérida, el ocupado por estos relieves tabulares de calizas lacustres. Sin embargo las plataformas carbonatadas más extendidas se encuentran en la Cuenca del Tajo, pues a los páramos alcarreños se añade la gran llanura manchega constituida por calizas lacustres y distintos materiales terrígenos fuertemente encostrados.

En la Cuenca del Guadalquivir la presencia de formaciones calcáreas es muy escasa y difícilmente representable; destacables, las calcarenitas terminales que dominan las campañas sevillanas y cordobesas (Los Alcores). Calcarenitas (Tortoniense marino) son también las que constituyen las extensas plataformas subhorizontales en el dominio cenozoico de las Islas Baleares (Formentera, Llanura central de Mallorca y el Migjorn de Menorca).

Tan solo las cuencas del Ebro y Tajo (Cuenca de Madrid) presentan, a esta escala, **litoafacés evaporíticas** dignas de consideración, comúnmente yesos. El centro del sector navarro-riojano de la Cuenca del Ebro está ocupado por una potente alternancia de materiales yesíferos y lutíticos del Paleógeno y el Neógeno (yesos de Falces, Lerín y los Arcos), lo mismo que en el aragonés, cuyo depocentro está ocupado por una importante serie de materiales evaporíticos subhorizontales (Yesos de Zaragoza) mientras que en la parte más oriental del sector aragonés y en el sector catalán hay que destacar los yesos paleógenos situados junto al borde septentrional (Yesos de Barbastro). Ocupan también una amplia zona del centro de la Cuenca de Madrid (Unidad inferior del Ramblense-Aragonense) y multitud de sectores de las numerosas cuencas de la zona prebética levantina y de algunas de la Cordillera Ibérica como la de Montalbán, Calatayud y Teruel.

2.2.4. Complejos volcánicos recientes

El volcanismo reciente en España se localiza en Canarias, Sureste peninsular e islotes mediterráneos, Campo de Calatrava y Olot. Canarias, por su importancia tiene una consideración específica en el Mapa con cuatro unidades litoestructurales identificadas (**a,b,c,d,**) mientras que el resto, peninsular o insular, se incluye en la misma unidad cartográfica (**p**).

Las Islas Canarias se asientan sobre corteza basáltica oceánica de edad jurásica en las cercanías al margen pasivo de la placa africana. Pertenecen a una asociación magmática alcalina típica de islas oceánicas constituida por basanitas, basaltos traquibasaltos-tefritas, traquitas y fonolitas. Explicado brevemente, la construcción de las islas parte de unos edificios primitivos de lavas y brechas submarinas, correspondientes a los estadios de *guyot* (afiorantes en Fuerteventura, La Gomera y la Palma), sobre los que se construyen otros edificios subaéreos correspondientes al estado de escudo volcánico, con potentes apilamientos de coladas y piroclastos básicos (las series o macizos antiguos) que son progresivamente más jóvenes hacia el oeste. Posteriormente ocurre la implantación de grandes edificios centrales (Tejeda, Roque Nublo, Cañadas y Teide) debidos a erupciones sálicas (traquitas, fonolitas y depósitos ignimbíticos) que están relacionadas con la formación de las calderas de Tejeda y Las Cañadas.

En general, el carácter alcalino del volcanismo canario da lugar al predominio de apilamientos lávicos de carácter tabular de rocas basálticas, pero también son relativamente abundantes otras rocas como traquitas y fonolitas. Sin embargo, lo que se ha expresado en el Mapa son las distintas fases de edificación del archipiélago, a las que se ha hecho una breve alusión anterior, plasmadas a través de cuatro dominios o complejos principales. De esta manera se mejora la lectura y se evita la complejidad litológica de este tipo de contextos. Los **macizos antiguos (IVa)**, de carácter basáltico, representan el final de la construcción de los edificios submarinos y el inicio de los subaéreos (mesozoicos-miopliocenos). Forman parte de ellos el complejo basal de Fuerteventura (submarino) y los de Teno y Anaga en Tenerife, Jandía y la parte oriental de la isla, en Fuerteventura, y Los Ajaches en Lanzarote. Dada su antigüedad constituyen morfoestructuras muy erosionadas, lo que origina notorios contrastes morfológicos con el resto predominantemente constructivo. Las **dorsales (IVb)** son acumulaciones fundamentalmente basálticas dispuestas según una directriz dominante que origina cuerdas montañosas muy significativas en Hierro, La Palma y Tenerife. El **conjunto**

Cañadas (IVc), constituye un edificio múltiple, el más grande del archipiélago, de basaltos, traquitas y, sobre todo fonolitas. El **conjunto Teide-Pico Viejo (IVd)** es un estrato volcán doble y reciente, en continuidad con el conjunto anterior.

El volcanismo del Campo de Calatrava (**IVp**) está interestratificado con depósitos continentales neógenos de la cuenca manchega. Constituye el complejo peninsular más extenso con centros de emisión constituidos por edificios estrombolianos y freatomagmáticos. Son lavas, escorias, bombas, lapilli, cenizas y depósitos freatomagmáticos (leucitas, melilitas y nefelinitas olivínicas y, limburgitas y basaltos olivínicos alcalinos) emplazados en el Mioceno Superior y Plioceno en relación con la tectónica distensiva originaria de las cuencas de sedimentación de esa época.

La región volcánica del sureste de la Península (**IVp**) se localiza en una franja costera entre el Cabo de Gata y el Mar Menor. Son afloramientos dispersos de rocas calcoalcalinas, shoshoníticas, basálticas y ultra-potásicas, relacionadas con la evolución del orógeno bético afectado por un proceso de colapso extensional durante el Mioceno Medio y Superior.

El foco volcánico nororiental se emplaza en la provincia de Gerona. Los afloramientos representados (**IVp**) principalmente por basanitas y basaltos alcalinos se encuentran asociados a sistemas de fracturas SO-NE y NO-SE, formando parte de coladas y de escorias y lapillis en conos estrombolianos, algunos con evidencias de actividad hidromagmática. Su actividad abarca desde el Mioceno Superior al Pleistoceno.

Por último, la isla de Alborán es un asomo volcánico de basaltos y andesitas toleíticas asociado con una zona de rift extensional desarrollada los últimos 30 Ma y los islotes de Columbretes corresponden a rocas basálticas y fonolíticas de un campo volcánico sumergido frente a las costas de Castellón.

3. GEOMORFOLOGÍA. ELEMENTOS Y FORMAS DEL RELIEVE

3.1. ESTRUCTURALES

En las latitudes medias los rasgos morfoestructurales constituyen, junto con la red de drenaje, las directrices principales del relieve regional, es por ello por lo que a la escala del mapa (1:1.000.000) la relación de los símbolos estructurales resulta ser la más numerosa de toda la Leyenda. Su representación, en negro (color utilizado igualmente en los mapas geomorfológicos mas detallados del IGME) pretende establecer una cierta concordancia cromática con el substrato (fondo estructural del Mapa) representado en grises mas o menos matizados con otro color y a la vez, contrastar con el resto de los elementos de una simbología vivamente coloreada y representativa (excepto vulcanismo) del modelado exógeno.

La forma más significativa, la superficie estructural se presenta de dos maneras: *superficie estructural* propiamente dicha (**01**), es decir aquella referida a exhumaciones más o menos parciales de planos de estratificación horizontales o inclinados, y *superficie subestructural* (**02**) que es la que suele definir los sediplanos terminales del relleno sedimentario de las cuencas cenozoicas peninsulares. Las primeras abundan en las cordilleras alpinas (Ibérica especialmente) y en esas mismas cuencas; las segundas en las cuencas del Duero y Tajo. La significación de estas ultimas es muy notoria, por su gran extensión superficial y por su posición morfodinámica en el ámbito evolutivo peninsular; su predominio en el mapa está recalado por las especiales características de sus contornos, gran parte de él definido por una *cornisa* (**04**) convenientemente resaltada en el dibujo cartográfico. Pequeñas o extensas, aisladas o adosadas a los bordes, estas superficies subestructurales aparecen siempre incididas por la red fluvial dando lugar a valles con pronunciadas vertientes. Con la conjunción de estos tres símbolos se expresan en el Mapa muchos de los paisajes más característicos de las grandes cuencas: muelas o planas de calizas (formación Alcubierre), relieves en graderío (Los Monegros) e importantes relieves en torreones en conglomerados (mallos de Riglos y Agüero) en la Cuenca del Ebro; la región de los páramos en el tercio centro oriental de la del Duero que ofrece magníficas superficies estructurales horizontales definidas sobre niveles de calizas lacustres miocenas; el Páramo de la Alcarria en el tercio noreste de la del Tajo y casi todo el resto meridional de la misma (La Mancha). Estos elementos son también frecuentes en determinados sectores de la Cordillera Ibérica puesto que se desarrollan relieves tabulares sobre materiales cretácicos muy suavemente plegados (Dolomías de la Ciudad Encantada, Serranía de Cuenca, etc.) o sobre cenozoico de sus cuencas internas (en materiales carbonatado-evaporíticos ligados a sistemas lacustres de sus zonas centrales). Son igualmente destacables en las cuencas cenozoicas baleares

(Formentera, Llanura central de Mallorca y el Migjorn de Menorca) en donde los carbonatos marinos del Tortoniense dan lugar a extensas superficies estructurales subhorizontales y karstificadas. La degradación casi total de las mesas puede dar lugar a cerros testigos y aristas o *crestas residuales* (05) con cierto recorrido longitudinal como ocurre en Alcubierre (Valle del Ebro).

El diseño del Mapa que conlleva una gran complejidad gráfica, no permite la expresión directa de ciertos aspectos de índole regional. Ocurre con la representación de territorios que han sido objeto de hundimiento o elevación tectónica, pues la expresión de ésta necesitaría de una simbología de carácter areal y ello acarrearía problemas de delimitación y superposición con otros símbolos que están definidos mediante tramas o color. De forma indirecta, se ha optado por señalar esa situación morfoestructural mediante elementos lineales, es decir, a través de los accidentes que traducidos a escalones orográficos articulan y limitan esas zonas deprimidas o elevadas. Es la forma como han quedado representadas las fosas y depresiones internas o marginales, tan abundantes en el Sistema Central (Lozoya, Guadalix, Amblés, Campo Azálvaro, Plasencia, Coria etc.). Es el principal argumento esgrimido para destacar con líneas relativamente gruesas *el escarpe de falla* o *de línea de falla* (13) en todas sus manifestaciones, unas contempladas en este mapa como las relativas al *escarpe de falla normal* (14), de falla inversa o *cabalgamiento* (15) o cualquier *frente montañoso* de carácter tectónico (13, 14 y 15), y otras más específicas como podrían ser los casos de escarpes exhumados, descubiertos, invertidos o directos.

Los domos o cubetas formadas por inversión de relieves de origen diapírico, se les ha otorgado una resolución cartográfica similar a la anterior, pues se destacan a través de sus contornos lineales, ya sean los límites de relieves positivos o *domos* (17), localizados exclusivamente el prebético levantino, o los *bordes* o *escarpes* de los negativos (18). La reducida dimensión de estas últimas morfoestructuras, es la razón por la que se ha optado por no reforzar el grosor de línea como en los casos anteriores. El Keuper, por su carácter frecuentemente salino es el responsable de casi todas las extrusiones plasmadas en el Mapa, manifestándose ensanchamientos en los valles que los cortan y, en la mayoría de los casos, esa es tan sólo su reflejo en el mismo; en el Pirineo, en la Ibérica y en las sierras prebéticas y subbéticas. Tratamiento especial ha tenido en los Montes Vasco-Cantábricos dada su espectacularidad, pues constituyen diapiros perforantes que, por erosión diferencial, constituyen depresiones de dimensiones reducidas pero muy netas (Orduña, Pozas de la Sal, Allo, Salinas de Oro, Maeztu, etc.).

Puntual y especialmente sobre superficies de erosión se indica dirección y sentido de la inclinación de la forma territorio afectado por alguna deformación tectónica; obviamente se trata de modificaciones recientes, en cualquier caso alpinas, relativamente bien identificadas sobre ciertos elementos cartográficos del Macizo Ibérico.

A los elementos morfotectónicos con significación geográfica o geomorfológica exclusivamente lineal como *valle de fractura* o *alineación morfológica por falla* (10), valle o *alineación morfológica por falla en dirección* (11) y *accidente tectónico con significación morfológica* (12) se les otorga un grado de importancia más reducido porque su incidencia morfostructural es menor, incluso en casos como los accidentes de Plasencia o Ventaniella que tienen una gran significación geológica.

La representación de las cordilleras alpinas está articulada sobre todas aquellas formas elementales presentes en morfoestructuras plegadas: *frente de cuesta, hog back* (06) en terrenos poco o medianamente plegados y, barras y *crestas* (07) en áreas con estratificación subvertical. Estos dos elementos, en cierto modo por su condición de relieve estructural derivado, es decir, no directo sino resaltado por erosión diferencial, y también, porque al tener un carácter lineal muy repetitivo, da lugar al enmascaramiento de otras estructuras de mayor notoriedad morfológica, se ha optado por diluir la intensidad del color (60%) de su trazo. Es una manera de diferenciar las formas estructurales directas de las indirectas o derivadas.

En dichas cadenas alpinas, es el propio plegamiento el que define muchos de los principales elementos morfológicos de un *relieve adaptado a estructuras anticlinales* (08) o *sinclinales* (09), pero en el Mapa, no se especifica su carácter, que podrá ser conforme (mont, val) o invertido (combe, sinclinal colgado). Se opta por una representación simplificada que, en la mayoría de los casos, combina el símbolo geológico (en trazo muy delgado) con los de frente de cuesta o barra y/o cresta estructural, de forma que esta asociación gráfica permite el dibujo de la morfoestructura. A partir de las estructuras plegadas, y en función de la inclinación de las capas, se desarrollan toda una serie de relieves en cuesta, crestas, barras y resaltes en las litologías más resistentes, por destacar algunos: cuarcitas ordovícicas, areniscas y dolomías triásicas, calizas y dolomías jurásicas y cretácicas e incluso conglomerados terciarios.

Los elementos morfoestructurales destacan muy especialmente en los Montes Vasco-Cantábricos y en la Cordillera Ibérica. En aquellos, se manifiesta muy notoriamente en el sector central de la divisoria atlántico-mediterránea pues originan un espectacular relieve estructural en cuesta sobre calizas del Cretácico superior. El apretado plegamiento de la estructura geológica, a su vez cortada por fallas da lugar a crestas calcáreas discontinuas (peñas) que superan los 1.000 m de altura (Gorbea, Udal, Arno, Aitzgorri, etc.) y a importantes macizos calcáreos. Las areniscas del Eoceno también forman cuestas estructurales en el extremo este del litoral guipuzcoano y, junto a las intercalaciones volcánicas cretácicas, originan el relieve del sinclinal colgado de Vizcaya (Monte Oiz). Al sur, son las formaciones calcáreas las que originan relieves de estilo jurásico, en el que alternan grandes sinclinales colgados (Miranda-Treviño-Urbasa y La Lora) con relieves anticlinales estrechos y cortos (Gastiaín y La Lastra-Sobrón), y en el extremo sur, el frente de cabalgamiento sobre las cuencas cenozoicas origina un relieve de crestas calcáreas bien definido (Sierra de Cantabria).

La Cordillera Ibérica presenta un modelado estructural muy acusado; puede ser relativamente masivo (Javalambre), en relieves energéticos con cuestas y *hogbacks* espectaculares (El Espadán y Portaceli) o relieves tabulares como en la Ciudad Encantada, la Serranía de Cuenca o los que se asocian a pliegues de gran radio en el borde suroccidental y en el área septentrional. En general podemos considerar gran parte de la morfología de la Cordillera Ibérica como un relieve estructural plegado de tipo jurásico en el que los contrastes litológicos, por erosión diferencial, van a originar todo un muestrario de formas derivadas, y en algunos casos, a relieves invertidos en los que los sinclinales colgados, con escarpadas cornisas calcáreas, reciben la denominación de "muelas", especialmente frecuentes en la mitad suroriental (Mujer, Monchen, de San Juan, Frías, Moscardón, Javalón, Camarillas, Sierra de Sta. María, Aras de Alpuente). Las combes aparecen por disección de las charnelas anticlinales a favor de materiales menos resistentes (arcillas triásicas y facies arcillosas y arenosas del Purbeck-Weald y Utrillas). Es fundamentalmente la Facies Keuper la que por erosión diferencial va a dar lugar a zonas deprimidas y consecuentemente a *combes* en los núcleos desmantelados de los relieves plegados como los de la Rama Castellana, o a amplios corredores en el sector suroriental, los de Arcos de Salinas, Chelva, Bugarra, Yátova, Navarés y la importante depresión N-S de Cofrentes-Ayora.

En las otras cadenas alpinas se podrían destacar los relieves de tipo jurásico en los Ports de Beçit, de la Costero Catalana y las crestas y cuestas de las zonas más elevadas de Baleares (Ibiza, Sierras Norte y de Levante de Mallorca, Cabrera y Sierra de la Tramuntana de Menorca).

El modelado morfoestructural también suele estar presente sobre los bordes deformados de las grandes cuencas cenozoicas. Destacan sobre todo en la Cuenca del Ebro los ejemplos en yesos, los plegados de Falces, Lerín y los Arcos en estructuras anticlinales de gran longitud que dan lugar a relieves diferenciales (cuestas y crestas) en la Ribera de Navarra, los paleógenos de la Formación Barbastro que originan el relieve anticlinal del mismo nombre, las crestas y cuestas de la formación Peralta y los importantes relieves de conglomerados adosados al borde de la Cordillera Costera Catalana (Montserrat, Monsant) y a las Sierras Exteriores pirenaicas (Comiols, Sant Llorenç de Munt, Berga, etc.). En la Cuenca del Guadalquivir los materiales detríticos y carbonatados basales forman algunos relieves en cuesta con respecto al zócalo del Macizo Ibérico, y lo mismo ocurre más al sur con los que constituyen el techo sedimentario de la cuenca (arenas y carbonatos) que muestran una estructura monoclinal muy suave (cuestas de los Alcores, Aljarafe, etc.).

El término *relieve aislado* (19) se utiliza para indicar la presencia de sierras de reducidas dimensiones pero magníficamente destacadas de su entorno regional. Todas ellas suelen tener unas connotaciones, estructurales que no tienen nada que ver con el concepto de relieve residual o *inselberg* utilizado en otros dominios. Se trata de una situación muy común en el dominio subbético, en la periferia meridional de la Depresión del Guadalquivir, donde potentes masas calcáreas muy competentes (sierras de Estepa, del Humilladero, de Mollina, de los Caballos, de los Almadenes, de Montellano, etc.) sobresalen a modo de islas en un ámbito alomado predominantemente margoso.

3.2. VOLCÁNICAS

La escala del Mapa no permite la representación detallada de gran parte de los elementos constitutivos de la geomorfología volcánica. Se han reflejado con dificultad las coladas más desarrolladas (en Olot, en el Campo de Calatrava y, sobre todo, en Canarias) y excepcionalmente los conos, calderas o cráteres. La mayor parte de la representación suele ser una referencia puntual: *pitón o nek* (25), *domo volcánico* (26) y *cono de piroclastos* (21). En este último caso, esa simbología localizada tiene un tratamiento especial en Canarias,

pues todos los edificios o centros de emisión se han separado siguiendo criterios de diferenciación cronológica: *cono o acumulación de piroclastos pleistoceno (22)*, *cono o acumulación de piroclastos reciente (23)* y *cono o acumulación de piroclastos histórico (24)*. El cono de piroclastos (21) sin referencia de edad se utiliza como única simbología en los tres campos volcánicos peninsulares e insulares mediterráneos, es decir en la Región de Olot, en el Cabo de Gata y en el Campo de Calatrava, y en Columbretes y Alborán.

Aunque pueda parecer lo contrario, el expresión gráfica con que se plasma la extraordinaria profusión de *cráteres de explosión* de naturaleza *hidromagmática (28)* en el Campo de Calatrava no tiene consideración puntual; se trata de una representación ligeramente exagerada, muy próxima al tamaño que correspondería correctamente escalada.

Otros elementos de gran significación morfológica como los *cráteres (27)*, las *calderas (29)* y los propios edificios volcánicos más importantes como el *estrato-volcán (20)* apenas han podido ser representados en el Mapa. En Tenerife (Las Cañadas, y el propio Teide), en la Palma (Taburiente) y en un caso en la región de Olot. El símbolo *superficie estructural o de apilamiento lávico (32)* que es visible en algunas islas como en La Gomera, Fuerteventura, Lanzarote y Gran Canaria, se refiere a territorios allanados como consecuencia de la acumulación de materiales. No se han separado las coladas del resto del material volcánico. En Canarias, la separación, de carácter cronológico afecta a todo el producto emitido sin ningún tipo de diferenciación, aunque hay que admitir que la mayor parte del mismo está constituido por coladas. Dichos grupos de edad se refieren a manifestaciones *recientes (30)* e *históricas (31)*.

3.3. GRAVEDAD

La mayor parte de las formas directamente ligadas a procesos de gravedad no tienen, por razones de escala, representación en este mapa. Cuando aparecen (depósitos de ladera) es indudable que se ha exagerado su representación. Sin embargo, la pauta marcada al elaborar el Mapa ha sido la supeditación de dichos elementos a otras formas con mayor significación morfogenética. Por ejemplo, los coluviones adosados a muchas sierras cuarcíticas del Macizo Hespérico han sido suprimidos para dar cumplida representación a su carácter de relieves residuales o inselbergs lineales circunscritos a los grandes aplanamientos de su pasado mesozoico y cenozoico. Los pocos coluviones que permanecen en el Mapa tan solo constituyen una mínima representación testimonial. La eliminación de estos mismos depósitos en las grandes cordilleras obedece a razones parecidas: otorgar preponderancia a elementos peculiares o más definitorios del contexto regional (formas glaciares, estructurales, etc.).

Se señalan dos tipos de formas de acumulación en vertientes: *depósitos o formaciones de ladera (34)*, es decir coluviones sensu lato, con líneas subparalelas y divergentes acompañantes para indicar el sentido de la pendiente, y *deslizamientos (35)*.

La representación de formas erosivas se reduce a escarpes relacionados con grandes desplomes por gravedad, *cicatrices* originadas por *colapso gravitacional (36)*. Excepto algún caso aislado en territorio peninsular, a esta escala solo presentan una notoria significación morfológica las que afectan a la mayoría de los más importantes edificios volcánicos de las Islas Canarias, que están especialmente señalados en Tenerife (Güímar, La Orotava e Icod) y en Hierro.

3.4. FLUVIALES Y ENDORREICAS

Agrupa todos los elementos morfológicos derivados de la escorrentía superficial, exorreica y endorreica. La situación morfodinámica de la etapa geológica más reciente que en la mayor parte del territorio peninsular se encuentra en estado de disección general, determina que este grupo morfogenético sea el más importante y también el más visible del Mapa, particularmente por el hecho de que muchos de los elementos representados son formas deposicionales. Dichas formas ocupan una gran extensión superficial, especialmente en el interior de las grandes cuencas de sedimentación cenozoica donde aparecen sistemas de terrazas muy desarrollados.

En otros lugares como en las cordilleras, el modelado fluvial se señala a través de distintos signos de naturaleza erosiva. El propio carácter montañoso, al tratarse de un mapa que carece de fondo hipsométrico, está marcado por el trazado lineal, muy grueso y en color verde, de las grandes *aristas o cuerdas monta-*

ñas (41). Sin embargo, se dan dos circunstancias en las que el color de esas aristas varía: morado cuando presentan signos de glaciarismo asociado (50), y naranja cuando se muestran aplanadas, es decir afectadas por antiguos arrasamientos (76). En ambos casos ese carácter culminante del elemento morfológico conlleva así mismo otra connotación añadida: glaciarismo y superficie de erosión respectivamente.

La incisión fluvial, tan absolutamente primordial como difícil de representar en este tipo de mapa, se plasma mediante unos pocos rasgos significativos. Los grandes desniveles que forman **cornisas** o **escarpes (40)** (no confundir con aristas montañosas) son escasos en el mapa puesto que solo se ha considerado procedente seleccionar aquellos de mayor significación o espectacularidad. A los **cañones** o **gargantas fluviales (41)** se les concede una importancia capital pues constituyen el mejor indicador regional de su pasado geodinámico (exógeno y endógeno) y también de su tendencia futura. Su representación gráfica puede llegar a ser, por razones de escala, dificultosa. Ese es el motivo por el que en determinadas situaciones (cañones muy pequeños o estrechos) la separación de las líneas es tan limitada que no admite el dibujo de los trazos interiores del símbolo.

La erosión en **barrancos o cárcavas (43)** que no goza a esta escala de representación lineal, se resuelve mediante áreas tramadas e indicaciones puntuales, ambas con idéntico motivo gráfico. Este símbolo se repite con cierta frecuencia en todo el este peninsular. Merecen mención los relieves acarcavados y cartificado singulares que aparecen afectando a los materiales lutíticos de las Bardenas (Cuenca del Ebro), algunas laderas bajo el páramo de Villarroya y Armantes (Fosa de Calatayud) o los páramos de Barrachina y Celadas (Fosa de Alfambra-Teruel) y la periferia meridional de la Cuenca de Guadix-Baza.

El **fondo** aluvionar, genéricamente **de valle** o **llanura de inundación (37)** en los ríos más desarrollados, ocasionalmente, también está formado por las terrazas más bajas. Tiene una representación exagerada, con una dimensión generalmente mayor de la que escalarmente le corresponde. Ésta se justifica porque es una forma de señalar, junto a las escasas líneas hidrográficas de la base topográfica del Mapa, el dibujo arborescente de la red fluvial, la verdadera referencia lineal de los fenómenos morfodinámicos. Este fondo de valle (36), junto con los sistemas de **terrazas (38)** a él asociado, definen conjuntamente el grupo de formas de acumulación más numeroso, extenso y repetido del Mapa. Todas las grandes arterias fluviales manifiestan, en al menos un segmento de su recorrido, secuencias de terrazas bien desarrollados durante decenas o centenas de kilómetros que pueden superar la veintena de escalones y más de 200 metros de desnivel. Se trata de una situación repetida siempre y cuando el trazado del río en cuestión discurre por una cuenca de sedimentación cenozoica: el Sil en el Bierzo; el Pisuerga, Esla, Tormes y Duero en la cuenca del mismo nombre; Ebro y sus afluentes pirenaicos, en la suya; Tajo, Alberche y Jarama en la de Madrid; Guadiana a su paso por su depresión extremeña; y el Guadalquivir en la segunda mitad de su recorrido.

La identificación de los diferentes niveles de terrazas y su sentido de migración se realiza, puesto que están representadas por el mismo color, a través de sus respectivos rebordes o **escarpes de terraza (38)**, definiéndolas y delimitándolas como escalones dirigidos hacia la posición actual del río. Obviamente los niveles o los pequeños escalonamientos que se señalan a escalas más detalladas, no tienen cabida en este mapa. Solo están dibujados los más importantes o significativos, y aún así existen dificultades para representarlos. También se da el caso de que por los inevitables problemas de escala que limitan la representación de unidades de pequeño tamaño, hay terrazas que pueden aparecer aisladas o por el contrario ocupando la totalidad del valle fluvial.

Abanicos, conos y glacis son formas de acumulación muy abundantes que también están ligadas a los sistemas fluviales. El cono o **abánico aluvial (45)** excluye, por razones de tamaño, a gran parte de los conos de deyección tan frecuentes en cartografías más detalladas. Su dimensión tan solo permite su representación, y muy dificultosamente, en ciertos lugares de las regiones montañosas. Los abanicos se repiten con frecuencia en muchas depresiones o valles que atraviesan esas regiones, pero son extraordinariamente abundantes en todo el litoral mediterráneo, especialmente en el sureste. Las circunstancias geodinámicas de esa región, con una importante actividad neotectónica, origina la aparición de varias secuencias de abanicos aluviales. Como ocurre con los sistemas de terrazas, todas las secuencias mantienen idéntico color, pero permanece la delimitación entre ellas, mediante línea de contacto en negro o símbolo lineal (reborde de terraza) cuando el escalonamiento entre unas y otras es manifiesto.

Respecto al **glacis (46)** existe una problemática parecida, ya que articulan muchas laderas de la región mediterránea. Las distintas unidades de la secuencia permanecen también en idéntico color pero quedan separadas entre sí mediante una línea de contacto en negro o, cuando entre ellas existe, un escalón per-

ceptible, el correspondiente reborde de terraza. Abanicos y glacis, son extraordinariamente frecuentes en Levante. La mayor o menor abundancia de unos o de otros en los mapas suele ser cuestión de criterio del autor. Si prevalecen las argumentaciones morfosedimentarias, el resultado cartográfico es una vertiente constituida por techos de abanicos coalescentes procedentes del entorno montañoso. Un criterio con enfoque puramente morfográfico sustituiría abanicos por glacis; sin duda esas vertientes se modelan a posteriori con procesos de erosión/sedimentación (encostramietos) y dan como resultado glacis que retocan, a veces significativamente, la superficie original de los abanicos. Esta circunstancia aunque se ha tratado de evitar mediante un minucioso proceso de homogeneización, se detecta en algunas zonas del Mapa.

Las *altas superficies aluviales* (47) colgadas sobre los cauces de los ríos actuales, denominadas rañas en el entorno de la Meseta, son referencia obligada en cualquier mapa geomorfológico. En éste, se representan como forma de acumulación, bien sea abanico aluvial o simple superficie aluvionar. Se destacan porque su posición morfológica tiene una gran significación morfodinámica, con paralelismo equiparable al Páramo, clave en la historia geológica y geomorfológica reciente del interior peninsular. Son frecuentes en toda la Meseta norte, en el espectacular piedemonte del límite meridional de la Cordillera Cantábrica donde se originan grandes abanicos aluviales muy planos como el de Guardo (Palencia), los del ángulo noroeste de ese mismo borde, al norte de León, y los de los valles del borde zamorano-leonés (Omañas, Valduerna, Eria, Tera y Aliste); también están señaladas a ambos lados del Sistema Central en Tamajón, Riaza, en Ojos Albos y en la depresión de Ciudad Rodrigo. Destacan sobre todo en la Meseta meridional, pues allí las rañas son uno de sus elementos paisajísticos más representativos, como ocurre en Extremadura y Montes de Toledo; en este último lugar originan extensas llanuras intramontañosas (Los Yébenes, Retuerta, El Robledo) que por el oeste, al quedar transformadas en espectaculares mesetas colgadas a más de un centenar de metros sobre los cauces de los ríos de la cuenca hidrográfica del Guadiana, alcanzan su máxima expresión (Anchuras, Puerto del Rey, Dos Hermanas y Cañamero); su presencia en Extremadura es más exigua y siempre relacionada con las sierras cuarcíticas que aparecen sobre la penillanura cacereña y con el río Tajo (Jaraicejo, Deleitosa). Conviene destacar que el criterio selectivo para su representación ha sido desigual debido que la raña, entendida como tal, falta fuera de la Meseta, y aún no se ha establecido claramente ninguna formación equiparable o equivalente. Esta ausencia, en gran parte justificada por su ubicación geodinámica, es manifiesta en Levante y Andalucía, especialmente en el Sureste donde la representación de sus espectaculares secuencias de abanicos aluviales omite la referencia inicial de un nivel superior de piedemonte equiparable a la Raña de la región central.

Los distintos elementos morfológicos utilizados para representar al endorreísmo están incluidos en este mismo grupo. Las *lagunas* (50), permanentes (muy escasas) y temporales tienen, por su escasa dimensión, muy difícil representación. Se ha optado por emplear un tipo de representación muy parecido al utilizado en los mapas topográficos: azul muy claro y línea de contorno verde. Para las lagunas ligadas a otros sistemas (glaciar o kárstico) se utiliza el mismo fondo de color pero con la línea de contorno del color correspondiente a su origen (símbolos incluidos en su grupo correspondiente). También se han delimitado aquellas *áreas con drenaje endorreico o semiendorreico* (49), y de manera más concreta los lugares con mal drenaje y / o encarcamiento temporal (sin desarrollo lagunar) donde es frecuente la presencia de sedimentos de decantación con carácter más o menos salino (48). Estas zonas que se presentan conjuntamente o asociadas a lagunas temporales, son muy importantes en la mitad occidental de la depresión del Guadalquivir y especialmente en La Mancha, cuyo drenaje todavía indefinido entre el Guadiana y el Júcar (Atlántico y Mediterráneo) son el testimonio relicto del pasado endorreísmo terciario en la Meseta.

También es muy común que sobre el material granítico alterado (arenizado), muy vulnerable a la erosión pluvial y fluvial, se originen depresiones (navas).

3.5. GLACIARES

El pasado glaciación cuaternaria es fácilmente reconocible en las cumbres de las principales cordilleras peninsulares. Está testimoniado por distintas formas y depósitos, la mayoría de ellos, dada su dimensión, irrepresentables en este Mapa. Esa es la razón por la que tan sólo se detallan los elementos más grandes.

El *círculo glaciar* (52), que es la forma principal del tipo de glaciación que afectó al sur de Europa, tiene incluso una representación bastante limitada, por tamaño, pero también por problemas de convergencia con otra forma de rango igual o superior: la *arista montañosa* (42). Para evitar la yuxtaposición de ambas, se elimina el símbolo círculo glaciar y la arista que permanece, se representa en color morado para testi-

moniar la presencia de glaciarismo en su entorno (50). El circo glaciar tan solo se refleja en los casos más significativos y en aquellos lugares donde esa coincidencia no se produce. Los *valles* en artesa, *de* evidente *origen glaciar* (53), en los que se indica el sentido del flujo, están restringidos al Pirineo Central y a determinados lugares del Noroeste (Segundera-Sanabria, Añares, Somiedo, Babia).

Es indudable que las formas de acumulación glaciar, las *morrenas* (54) y otros depósitos menores, están exageradas en el Mapa. El no hacerlo así, hubiese supuesto la eliminación de la mayoría de ellas, con lo que un fenómeno tan importante y significativo de nuestras montañas pasaría desapercibido en esta referencia mural. La alternativa a esta solución que podría haber sido la definición de un contorno lineal indicativo de las zonas glaciadas durante el Cuaternario se desechó por evitar una mayor complejidad gráfica.

Los *ibones* y *lagunas y lagos de origen glaciar* (55) son abundantes en las montañas septentrionales, pero demasiado pequeños para encontrar representación en un mapa de esta escala. Tan sólo uno de ellos, el lago de Villachica en Sanabria, tiene cabida sin necesidad de exagerar su tamaño real. Se reconocen por su representación en color azul claro como cualquier otra laguna, limitada por una línea de contorno morada en alusión a su origen.

3.6. EÓLICAS

Se trata de acumulaciones relativamente reducidas pero muy significativas, en el interior y en la costa peninsular e insular. Ocupa franjas estrechas y discontinuas del litoral, muy importantes en las islas orientales de Canarias, favorecidas por la aridez y los vientos alísos. Las Islas Baleares contienen también importantes áreas eolizadas, especialmente en Mallorca, donde constituyen varios sistemas litorales fósiles con morfologías generalmente parabólicas que se encuentran recubriendo gran parte de las plataformas carbonatadas que allí aparecen. También en Cataluña y en la costa gaditana existen acumulaciones muy destacables como consecuencia de la abundancia de sedimento fino proporcionado por ríos tan importantes como el Ebro y el Guadalquivir. Muchas de las formas que aparecen en el interior de la Península son fósiles. Pertencen a antiguos avenamientos de aluviones pliocenos o pleistocenos controlados por los vientos del oeste en las cuencas del Duero (Tierras de Medina y de Pinares) y Guadiana y en La Mancha.

Se establecen dos clases de símbolos con carácter acumulativo, uno de ellos, *manto eólico* (56), para dar cabida a acumulaciones de poca entidad superficial, y otra, *campo de dunas* (57), para las más importantes. Cuando estas últimas originan un modelado perfectamente visible (médanos o barjanes), al color se añade una trama orientada en el sentido de los vientos dominantes.

3.7. LITORALES

La costa se representa mediante una simbología lineal muy simple: *playa* (60), *costa acantilada* (58) y el resto que se señala con la línea de la propia base topográfica. La *flecha* o el *cordón litoral* (61), otro elemento costero fundamental, en la leyenda se muestra con representación areal, la determinada por su carácter acumulativo. Sin embargo, dada su geometría, marcadamente longitudinal, lo más frecuente es que aparezca de forma lineal, lo que quiere decir, al tratarse de una trama de puntos, que es básicamente similar a la utilizada para representar las playas. Se trata de una convergencia gráfica y morfogenética (por definición, los cordones litorales incluyen en su rompiente una playa) sin graves complicaciones para su lectura correcta en el Mapa. En el Mediterráneo destacan los sistemas de flechas antiguos de Almería (limitando las marismas de Cabo de Gata y Guardias Viejas), Murcia (La Manga) y Alicante (lagunas de Torrevieja y La Mata); en el Atlántico junto con los lagoons y las marismas, son los elementos más importantes del Golfo de Cádiz pues cierran los estuarios de los ríos que allí vierten.

La presencia de formaciones dunares, en casi todo el litoral pero muy especialmente en la costa gaditana, puede minimizar o incluso enmascarar la representación cartográfica de algunas formas litorales: es el caso de las playas y los cordones o flechas litorales. Apenas afecta a las primeras debido al carácter lineal que se les ha atribuido en el mapa, pero si a las segundas, ya que la zona modelada por el viento puede involucrar a su totalidad. Por desarrollo, por definición (consecuentemente, el cordón se eoliza), y porque la presencia del cordón suele estar implícita en el propio dibujo cartográfico, lo más frecuente es que se represente la formación dunar (dunas de el Saler en la Albufera de Valencia, dunas de Guardamar, Alcudia

y Campos de Mallorca, Mazagón y Matalascañas en Huelva, Punta Paloma en Tarifa, Corralejo y Jandía en Fuerteventura, etc.).

La manera de representar las *terrazas marinas* (65) depende de su desarrollo. Existen representaciones areales, como forma deposicional o acumulativa, en casos muy contados debido a su dimensión. Sin embargo, lo más frecuente es que las terrazas se indiquen con referencias puntuales mediante uno o varios círculos de color. En ambos casos esta información cartográfica suele estar acompañada por unas indicaciones numéricas (positivas o negativas dependiendo de su localización emergida o sumergida) que señalan su cota actual relacionada con el nivel del mar. Se observan en todo el litoral, peninsular e insular, a cotas que pueden alcanzar los 150 m y edades determinadas desde el Plioceno superior. Las secuencias más completas se encuentran en las costas del sureste (Almería, Murcia y Alicante). En Canarias existen importantes secuencias (bien datadas) en las islas orientales, Lanzarote y Fuerteventura. En la cornisa cantábrica y en Galicia estas referencias a la antigua línea de costa están monopolizadas por las rasas que constituyen una estrecha franja de rellanos discontinuos paralela a la misma e interpretados como viejas *plataformas de abrasión* (66), razón por la que el resalte orográfico que delimita meridionalmente esa franja, ha sido señalado en el Mapa como un *paleoacantilado* (59). Esta unidad de edad y génesis problemática que aparece entre los 260 y 100 m colgada sobre el mar, presenta otros replanos encajados, algunos representados puntualmente en este Mapa.

Las costas bajas están representadas por tres únicos elementos o formas de acumulación: *marismas* (62), *albuferas* (63) y *deltas* (64). El estuario o la ría, como ocurre con otros elementos costeros (calas y estuarios fundamentalmente) no tienen una representación específica; el contorno de la línea de costa, el trazo fluvial y la marisma bastan para su definición. Los estuarios son muy frecuentes tanto en el Cantábrico como en el Mediterráneo, mientras que la ría está limitada a Galicia. Lagunas y albuferas proliferan a lo largo de las costas bajas mediterráneas (Valencia, Torrevieja, Santa Pola, Mar Menor) y del litoral del golfo de Cádiz aunque también se ha señalado en Galicia. Entre los deltas solo son destacables los de los ríos Ebro, Llobregat y Adra.

3.8. INFLUENCIA LITOLÓGICA

Aunque el desarrollo de las formas depende de la concurrencia de diversas circunstancias, se entiende por modelado o formas de influencia litológica, la incidencia de manera determinante de una litología específica. Afecta especialmente a formas generadas por meteorización química en dos grupos de rocas muy distintas: carbonatos, yesos y sales por un lado, y rocas cristalinas y silíceas por otro. El desarrollo a diversas escalas de modelados tan peculiares da lugar a parajes de singular belleza paisajística que son foco de atención turística como la Ciudad Encantada (Cuenca), el Torcal de Antequera (Málaga) o la Pedriza del Manzanares.

Como consecuencia de la gran extensión superficial ocupada por las rocas carbonatadas o salinas, las áreas karstificadas son bastante abundantes: Pirineos, Montes Vasco Cantábricos, Cordillera Ibérica, Picos de Europa, distintas zonas de la Cordillera Bética, Cordillera Costero Catalana, Campo de Montiel, y los páramos terminales del endorreísmo cenozoico en la Meseta. La indicación de esas *regiones o paisajes kársticos* (67), se realiza tanto areal como puntualmente. *Dolinas* (68) y *poljes* (69), los elementos individuales más representativos del modelado kárstico, tienen una gran relevancia en el Mapa. Se ha procurado destacarlos, incluso exagerando su verdadera dimensión. Ambos constituyen elementos lineales simples (diferenciados entre sí por el grosor de línea) que cierran total o parcialmente, un recinto interior más o menos rocoso (litología del substrato o formación superficial), un área de sedimentación endorreica (48), o una laguna (50).

Ejemplos destacables existen por toda el área carbonatada peninsular. En la Cordillera Ibérica el desarrollo de su superficie de erosión fundamental (Serranía de Cuenca, Sierra de Albarracín, Javalambre y Gúdar) sobre las unidades carbonatadas mesozoicas ha favorecido la acción de los procesos de disolución y por tanto la generación de típicos paisajes kársticos con poljes (Torrijos-Abejuela y Alcotas-Barracas, Llanos de Pozondón, Villar del Cobo, en la Sierra de Albarracín) y campos de dolinas (en Beteta con dolinas en embudo o torcas de dimensiones hectométricas, varias decenas de metros de profundidad y fondos lagunares, en las Sierras de Dos Aguas, Caballón, Monte Aragón y Cortes de Payas). La depresión de Gallocanta, la mayor laguna de la Cordillera, esta relacionada con la evolución de un gran polje. Son también muy importantes las depresiones cársticas y poljes en los Montes Vasco Cantábricos pues alcanzan dimensiones

kilométricas (Matienzo, Liendo, Bidania, Aizarna, Olatz, Urbía, etc.). En la Cordillera Bética hay que destacar muy especialmente el poljé de Zafarraya (Sierra Gorda). Un caso especial lo constituyen los Picos de Europa, donde abundan las depresiones cársticas de gran tamaño que presentan importantes retoques de modelado glaciar y que son conocidas como "jous".

Localmente los yesos presentan procesos de karstificación muy destacables y con representación cartográfica que dan lugar a dolinas, subsidencias y colapsos, particularmente en la Cordillera Ibérica (Calatayud y en Villaba Baja, al norte de Teruel) en la región central de la Depresión del Ebro (Zaragoza).

No se ha definido ningún símbolo específico para representar los cañones fluvio-cársticos tan frecuentes en estas regiones carbonatadas, se utiliza el genérico diseñado para el modelado fluvial.

Las formas de acumulación tienen apariciones mucho más reducidas. Sin embargo, muchas *tobas o travertinos* (70) llegan a tener una gran importancia local o regional como el Monasterio de Piedra (Zaragoza) o el lago de Bañolas (Gerona). En determinados lugares aparecen importantes acumulaciones de tobas, muchas de ellas ligadas a surgencias cársticas, y otras simplemente a la dinámica fluvial, destacan las Tobas de Calamocha y Escorihuela (fosas del Jiloca y de Alfambra-Teruel), las asociadas a los cursos de los ríos Piedra y Mesa (Monasterio de Piedra), o las lagunas de Ruidera, en el alto valle del Guadiana (Campo de Montiel), donde en relación con las surgencias localizadas en el contacto del jurásico carbonatado con el tríias impermeable se originan un conjunto de 15 pequeños lagos represados por travertinos escalonados en unos 25 km de longitud

A pesar del interés mundial que presentan lugares tan destacados como los macizos de Picos de Europa, de Larra (Pirineo navarro) y Ojoguareña (Montes Vasco Cantábricos) en calizas y Sorbas (Almería) en yesos, el endokarst, no tiene representación cartográfica en este mapa,

Las formas propias del contexto silíceo peninsular están representadas por tan solo dos símbolos: *berrocal* (72) y *nava o alveolo de alteración* (71). El primero de esos términos incluye las formas resistentes de las rocas ígneas sometidas a procesos de alteración como tors, domos, berrocales y laderas de bolos, tan características en el Sistema Central (Pedriza del Manzanares, La Cabrera, Sta María del Berrocal, etc.), Cordillera Costero Catalana (Montseny, Guilleries y Cadiretes) y Extremadura. El segundo se refiere a áreas deprimidas relativamente importantes fruto de la meteorización que en este tipo de rocas dan lugar a valles en forma de cuna y amplias cubetas; son especialmente notorias en Galicia (Depresión Meridiana, La Toxiza, etc.) y en Cataluña (Arbucies en la Cordillera Pre-litoral, Vallgorguina en la vertiente septentrional de la Litoral, y Sant Pol, Argentona y Maresme). La propia alterita (arenización o Ihem en rocas plutónicas) también ligada a este último símbolo, se incluye en el grupo Otras Formas, en virtud a su condición poligénica y por su relación con la evolución de los paleorrelieves mas antiguos, cuyos elementos constitutivos están todos reunidos en ese mismo grupo.

3.9. OTRAS FORMAS

Bajo, este epígrafe se agrupan elementos morfológicos de dudosa adscripción, con génesis mixta o fruto de la superposición de varios procesos geodinámicos. Lo mas frecuente es que se trate de viejos elementos morfológicos relacionados entre sí y representativos de la herencia geomorfológica más antigua. Obviamente, su presencia es constante en el seno del Macizo Ibérico, donde constituyen el grupo más extenso y representativo. La interrelación aludida es la que motiva la aparición de algunos símbolos mixtos con el objetivo de evitar superposiciones que dificultarían la lectura del mapa. En dichas situaciones se ha optado por omitir la representación de uno de ellos, el de menor rango o significación geomorfológica.

La circunstancia anteriormente expuesta ocurre con la representación de algunas de las zonas con *rocas intensamente meteorizadas* (75) localizadas sobre bordes del Macizo Ibérico, en concreto, sobre su límite zamorano con la Cuenca Duero. Allí y en otros lugares, su relación con superficies de erosión se ha resuelto mediante el símbolo de este último elemento convenientemente diferenciado (76). Este mismo símbolo se utiliza para resaltar a una de esas superficies anteriores que se prolonga hacia el interior de la cuenca. Se trata de la denominada superficie del Valderaduey, un viejo arrasamiento intraterciario situado en la mitad oriental de la provincia de Zamora, que ha sido posteriormente exhumado. El carácter estructural proporcionado por esa última condición de discontinuidad estratigráfica, ha sido relegado en el Mapa por el de su aspecto genético, pues además de definirse como superficie de erosión contiene alteritas asociadas

(encostramientos o caliches y suelos rojos). Por el contrario, las alteritas del borde suroriental del Macizo Ibérico, junto al Campo de Calatrava, no han sido representadas por su coincidencia cartográfica con las últimas estribaciones de los relieves residuales que conforman los Montes de Toledo sensu lato antes de sumergirse bajo las formaciones mesozoicas y cenozoicas de la Mancha y del Campo de Montiel. Por encima de ellas, se ha considerado más conveniente destacar la condición apalachiana de ese lugar. En cualquier caso y de forma general, las alteritas están representadas muy desigualmente, ya que existe muy poca información sobre ellas pues no han sido objeto de atención en los mapas geológicos y geomorfológicos de escalas, pequeñas, o intermedias. Por tanto, su aparición en el Mapa, discontinua y desigual, es fruto de la disponibilidad de información al respecto.

La *superficie de erosión* (73), referencia principal en cualquier mapa geomorfológico que mantiene una presencia constante en cualquier contexto morfoestructural, es fundamental sobre el basamento antiguo. A pesar del carácter policíclico y multicronológico que presentan, en todos los lugares y situaciones se utiliza un único grafismo. Por tanto no se establecen diferencias genéticas ni cronológicas aunque sí observaciones puntuales acerca de su posible edad (ver apartado sobre cronología). El marcado carácter descriptivo que tienen, obedece, como en el caso anterior, a falta de información y dificultades de representación. Una cierta excepción a esta circunstancia la constituyen los relictos de superficies cimeras que aparecen sobre los relieves apalachianos (Montes de Toledo) o sobre las cumbres del Sistema Central o del Noroeste peninsular. Para ello se utiliza un símbolo mixto de carácter lineal que agrupa simultáneamente la condición de cumbre y de superficie de erosión, contribuyendo de esta manera a reforzar la representación de los relieves apalachianos del Macizo Ibérico, un paisaje singular de la Meseta. La abundancia e importancia morfogenética de éstos y del resto de los relieves de origen diferencial o de resistencia, en el macizo antiguo justifica sobradamente la representación de las superficies de cumbres y las *crestas apalachianas* (77).

4. CRONOLOGÍA

El establecimiento de cronologías relativas a partir de las relaciones cartográficas entre los distintos elementos cartográficos, especialmente desde las formas de acumulación, carece de sentido en este tipo mapa. A mayor detalle, esa relación otorga la posibilidad de establecer un orden o jerarquía cronológica imprescindible y necesaria para poder comprender el relieve, reconstruir su evolución y conocer su historia geológica y/o geomorfológica. El carácter del Mapa, por escala y densidad de información, no permite más que un enfoque general de naturaleza descriptiva que incide en el aspecto genético de las formas. Intentar añadir cronología o cualquier otra referencia más no es posible ya que el resultado gráfico habría sido ilegible.

Sin embargo, como una cierta referencia cronológica adicional siempre es interesante, se incluyen indicaciones puntuales que informan sobre la edad de algunas de las formas constituyentes del mismo. La discrecionalidad de tales indicaciones es fruto de la existencia de determinadas dataciones paleontológicas o geocronológicas puntuales (siempre escasas) o simplemente, como ocurre en la mayor parte de los casos, responde a un mero interés informativo. Estas referencias a la edad de los elementos aparecen en el Mapa en clave alfabética, la que se expresa en la correspondiente tabla cronológica de la leyenda.

5. BIBLIOGRAFÍA

5.1. REFERENCIAS INÉDITAS ESPECÍFICAMENTE PREPARADAS PARA EL MAPA

Cáceres, L. M., Camacho, M. A., Cantano, M.; Gracia, J.; Rodríguez, A. y Rodríguez J.. Memoria de la Hojas núm. 22 (Sevilla), núm. 23 (Jaén), núm. 26 (Cádiz, mitad septentrional) y núm. 27 (Granada, mitad occidental). Cartografía base a escala 1:400.000 para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. IGME

González, J. M., Goy, J. L., Zazo, C. y Silva, P. G.. Memoria de la Hojas núm. 20 (Islas Baleares), núm. 27 (Granada, mitad oriental) núm. 19 (Valencia, mitad oriental). Cartografía base a escala 1:400.000 para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. IGME

Goy, J. L., Silva, P. G., González, J. M. y Zazo, C.. Memoria de la Hoja núm. 24 (Murcia). Cartografía base a escala 1:400.000 para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. IGME

DESCRIPCIÓN DEL MAPA

Gracia, J., Gutiérrez Santolalla, F. y Gutiérrez Elorza, M.. Memoria de la Hoja núm. 14 (Teruel), núm. 19 (Valencia, mitad este) y núm. 04 (Pamplona-Pau). Cartografía base a escala 1:400.000 para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. IGME

Gutiérrez Santolalla, F., Gracia, J. y Gutiérrez Elorza, M.. Memoria de la Hoja núm. 09 (Zaragoza). Cartografía base a escala 1:400.000 para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. IGME

Moreno Serrano, F.. Memoria de la Hoja núm. 16-17 (Badajoz). Cartografía base a escala 1:400.000 para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. IGME

Martín-Serrano, A.. Memoria de la Hojas núms. 01 (La Coruña) y 06 (Orense). Cartografía base a escala 1:400.000 para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. IGME

Nozal, F.. Memoria de la Hoja núm. 07 (Valladolid). Cartografía base a escala 1:400.000 para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. IGME

Pallí, Ll. y Roqué, C.. Memoria de la Hoja núm. 15 (Tarragona), núm. 10 (Barcelona) y núm. 05 (Toulouse-Arties). Cartografía base a escala 1:400.000 para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. IGME

Romero, C. y Quirantes, F.. Memoria de la Hoja núm. 28 (Islas Canarias). Cartografía base a escala 1:400.000 para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. IGME

Salazar, A.. Memoria de la Hoja núm. 03 (Bilbao) y núm. 12 (Salamanca). Cartografía base a escala 1:400.000 para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. IGME

Suárez, A.. Memoria de la Hoja núm. 02 (Oviedo). Cartografía base a escala 1:400.000 para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. IGME

Zazo, C., Goy, J. L., Silva, P. G. y González, J. M.. Memoria de la Hoja núm. 26 (Cádiz, mitad meridional). Cartografía base a escala 1:400.000 para el Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1.000.000. IGME

5.2. REFERENCIAS GENERALES Y CITADAS EN EL TEXTO

Comba, J. A. (coord. general) (1983). Libro jubilar J. M. Ríos. Geología de España. IGME, tomos 1 y 2, 656 y 752 pp.

Hernández Pacheco, E. (1932). Síntesis fisiográfica y geológica de España. Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geológica, 38, 584 pp.

Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez-Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, J.F. y González Lodeiro, F. (2004). La Cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.) SGE-IGME, Madrid, 21-25.

Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. N. (1972). Memoria del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. IGME, 113 pp.

Gutiérrez Elorza, M. (coord.) (1994). *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, 526 pp.

Pérez González A., Cabra, P. y Martín-Serrano, A. (1989). Memoria del Mapa del Cuaternario de España a escala 1:1.000.000. ITGE, 279 pp.

GEOMORFOLOGÍA SUBMARINA. EXPLICACIÓN DE LOS ELEMENTOS REPRESENTADOS

A. Maestro González, T. Medialdea Cela, E. Llave Barranco, L. Somoza Losada y P. Bárcenas Gascón

*Instituto Geológico y Minero de España. La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid).
E-mail:a.maestro@igme.es; t.medialdea@igme.es; e.llave@igme.es; l.somoza@igme.es; p.barcenas@igme.es*

1. INTRODUCCIÓN

El objetivo de este capítulo es explicar de forma sintética el contenido del mapa geomorfológico del margen continental español, para así facilitar su lectura. Para ello, se describen en los siguientes apartados los principales elementos que componen la leyenda del Mapa.

La realización de la cartografía geomorfológica de las áreas marinas a escala 1:1.000.000 ha planteado las dificultades propias de una labor de síntesis, al utilizar una información de base muy heterogénea y diversificada. Para la elaboración del mapa se partió de una exhaustiva recopilación bibliográfica y documental de las cartografías existentes, así como de la información proporcionada por numerosos trabajos inéditos o publicados por investigadores españoles y extranjeros. Estos estudios han puesto de manifiesto la gran variedad de morfologías que tienen lugar en las distintas provincias fisiográficas del margen continental, y que son testigos de los diversos estadios que han dado lugar a su desarrollo. De la misma manera, se han manejado otros estudios procedentes de trabajos y campañas oceanográficas, realizadas por Organismos e Instituciones españolas dedicadas a la investigación geológica marina. Un problema añadido a la realización de este trabajo es la desigualdad, en cuanto a la calidad y densidad, de los datos relativos a las formas del fondo. Por todo ello, en este capítulo a parte de intentar facilitar la lectura del Mapa al lector, también se pretende aclarar las decisiones y soluciones cartográficas adoptadas en la representación de los rasgos más relevantes del margen continental español.

2. EL FONDO MORFOESTRUCTURAL

2.1. ELEMENTOS REPRESENTADOS

2.1.1. Unidades Fisiográficas y características morfoestructurales

Los márgenes continentales pueden subdividirse en las siguientes cuatro grandes unidades fisiográficas: *Litoral* y *Plataforma continental* (**V**); *Talud continental* (**VI**); *Ascenso continental* (**VII**); y *Llanura Abisal* (**VIII**). Esta subdivisión es aplicable a casi todos los sectores de los márgenes españoles, aunque es preciso enfatizar en el hecho de que existen notables diferencias morfológicas entre ellos, motivadas fundamentalmente por su distinta evolución geodinámica y sedimentaria.

Estas unidades fisiográficas se han definido mediante la utilización del color azul en el trasfondo del Mapa, ocupando, por lo tanto, un plano secundario respecto a la geomorfología propiamente dicha, lo que permite el resalte cromático de los elementos geomorfológicos. Por otro lado, se utilizan intensidades suavemente crecientes de color para cada una de las unidades fisiográficas conforme nos alejamos de la costa, desde

DESCRIPCIÓN DEL MAPA

Litoral y Plataforma Continental, Talud continental, Ascenso continental y Llanura Abisal, definiéndose claramente esta división en la lectura del Mapa.

Las características particulares de cada unidad fisiográfica y que las hacen perfectamente identificables como propias de ellas son las siguientes:

2.1.1.1. El Litoral y la Plataforma continental

El litoral representa el límite superior de la plataforma continental, y en él se pueden distinguir tres dominios: supralitoral, interlitoral e infralitoral. Los dominios de supralitoral e interlitoral constituyen lo que se denomina franja costera, y su cartografía ha sido englobada dentro de la zona emergida, por lo que en este capítulo solo trataremos el dominio infralitoral, el cual se sitúa por debajo del nivel de bajamar y se encuentra permanentemente cubierto de agua.

El medio de infralitoral constituye un medio sedimentario de transición que tiene un significado geológico temporal. La naturaleza y morfoestructura de los depósitos sedimentarios que actualmente se pueden reconocer en el litoral son la consecuencia de una serie de procesos dinámicos de componente vertical (neotectónica, subsidencia y glacioeustatismo, principalmente) y horizontal (deriva litoral, oleaje, viento, frentes de tormenta, etc.), que han actuado en tiempos recientes y que definen la configuración adoptada por esta unidad fisiográfica. El carácter definitorio fundamentalmente es la alta energía que gobierna el sistema, que se refleja en la variabilidad morfológica. Puede afirmarse, por lo tanto, que las variaciones eustáticas y los cambios en el régimen dinámico producidos de una forma natural, o bien forzados por las actividades antrópicas, originan una notable alteración de los perfiles de equilibrio, modificando los rasgos geomorfológicos que caracterizan el litoral.

La plataforma continental se presenta como una superficie ocasionalmente irregular, de escasa pendiente y con una anchura variable (por lo general estrecha). Se prolonga sin alcanzar elevadas profundidades, hasta la ruptura de pendiente que da paso al talud continental. Está caracterizada por la presencia de procesos dinámicos propios del medio marino, con escasa interferencia de agentes exógenos, lo que le confiere unas cualidades fisiográficas particulares. La zona interna de la plataforma se caracteriza por presentar una gran diversidad de relieves, debido a la importancia de los fenómenos deposicionales, y en la que la influencia de los agentes dinámicos que actúan en el litoral se dejan sentir levemente. La expresión de los rasgos morfológicos asociados a los procesos sedimentarios disminuye a medida que nos adentramos en la plataforma media. En esta zona los rasgos más relevantes son las morfologías heredadas correspondientes a morfologías relictas, generadas bajo condiciones ambientales diferentes a las actuales, conservando en gran parte sus características deposicionales de origen. La zona externa de la plataforma puede extenderse hasta la cota batimétrica de los 190 (± 10) m. En esta zona los depósitos superficiales existentes son generalmente de escaso espesor, por lo que son frecuentes los afloramientos de unidades infrayacentes. En aquellos lugares donde los depósitos recientes son potentes, el rasgo morfológico más relevante es la presencia de ondulaciones del fondo marino, asociadas a procesos gravitacionales por el rápido incremento de pendiente de su parte distal.

2.1.1.2. El Talud continental

Es la zona del margen continental desarrollada frente a la plataforma, en la cual las pendientes aumentan bruscamente y donde tienen lugar fenómenos dinámicos influidos por los movimientos de las masas de agua profundas, y por los procesos gravitacionales que se generan en la plataforma externa.

El perfil dominante de esta unidad fisiográfica es de tipo convexo-cónvaco, enlazando por lo general de manera suave, con el ascenso continental. La profundidad a la que se realiza este enlace es variable, teniendo lugar a una cota batimétrica media que oscila entre los 2.000 y los 4.000 m de profundidad.

Los accidentes morfológicos que tienen lugar en el talud no son muy numerosos, sin embargo, son particularmente espectaculares por sus dimensiones y por los procesos sedimentarios y dinámicos que los generan. Las morfologías más frecuentes son: los canales y cañones submarinos; los bancos y las plataformas marginales; movimientos gravitacionales (deslizamientos, reptaciones y flujos de derrubios y bloques).

2.1.1.3. El Ascenso continental

Constituye una superficie suavemente inclinada de transición entre la base del talud y la cuenca profunda y en la que se reconocen canales de desagüe producidos por el encajamiento de valles y cañones en el talud.

En este sentido se acostumbra a asociar los abanicos profundos con el ascenso continental, si bien, hay que mencionar el hecho de que ambos no tienen porqué estar necesariamente representadas en todos los márgenes (Díaz del Río y Somoza, 1994). De este modo, en el Golfo de Cádiz, el Margen Cantábrico y las Islas Canarias, el ascenso continental es inexistente.

Los abanicos profundos corresponden a engrosamientos del ascenso continental, debido a una potente acumulación de turbiditas (sedimentos transportados hacia el fondo por corrientes de turbidez) y a la decantación de la carga sólida aportada por las corrientes profundas. Frecuentemente estos abanicos están surcados por canales divergentes conectados en su parte proximal a las prolongaciones de los cañones submarinos, por los que aún circulan las corrientes de turbidez. Los cañones presentan en las zonas de conexión un perfil transversal en "U", con rebordes laterales construidos en los momentos en los que las aguas turbias desbordan el canal. Ejemplos notables de esta morfología se pueden encontrar en el área del Canal de Valencia y en el sistema de abanicos profundos del Ebro (Nelson *et al.*, 1984).

2.1.1.4. La Llanura Abisal

Se desarrolla a continuación del ascenso continental, extendiéndose a modo de una amplia superficie plana continua con algunos relieves aislados. Su morfología está determinada por la naturaleza de los márgenes que la rodean, existiendo grandes diferencias entre los márgenes atlánticos y mediterráneos, e incluso dentro de éstos se definen dos grandes sectores entre el margen gallego y cantábrico y entre el mediterráneo septentrional y meridional, respectivamente.

2.1.2. Depósitos del fondo marino

El Mapa muestra también información sobre la distribución de los principales tipos de sedimentos superficiales y de las unidades aflorantes del margen continental. Los materiales no consolidados cartografiados corresponden a aquellos que forman el recubrimiento más superficial y en ningún caso debe suponerse su continuidad en profundidad. Si bien este tapiz se distribuye de una manera regular, su espesor puede ser muy variable. La información que se muestra ha sido mayoritariamente extraída del Mapa del Cuaternario de España a escala 1:1.000.000 (Rey y Medialdea, 1989), y posteriormente ampliada y actualizada por la información obtenida de otros trabajos posteriores (Moita, 1986; Medialdea *et al.*, 1990, 1994; Maldonado *et al.*, 2003). La gran diversidad de criterios y denominaciones utilizadas por diversos autores en la documentación recopilada ha obligado a adoptar una leyenda que permitiera unificar los términos, a la vez que evitara una pérdida de información. Por ello, se ha optado por utilizar una clasificación exclusivamente textural, que incluye tres tipos de sedimentos: **gravas (h)**, **arenas (i)** y **fangos (j)**.

La representación de los depósitos se ha extendido hasta la cota de los 1.000 m, profundidad que representa genéricamente el límite del ascenso continental, a excepción del Mar Mediterráneo en el que se han cartografiado los fondos hasta los 2.000 m de profundidad.

Todas las formaciones aflorantes consolidadas en el fondo marino han sido consideradas en el mapa como **roca (k)**. Algunas estructuras subaflorantes han sido representadas como aflorantes cuando el tapiz sedimentario es poco potente, de orden centimétrico. También se han diferenciado los afloramientos de **rocas volcánicas (l)** en aquellos casos en que su localización y naturaleza es bien conocida.

Los afloramientos rocosos corresponden generalmente a la continuación de los relieves terrestres aflorantes, como se puede observar de un modo claro en el margen gallego y cantábrico, constituidos por materiales mesozoicos, terciarios y paleozoicos (BRGM, 1976) o en el margen meridional mediterráneo, relacionados con afloramientos volcánicos y del basamento bético (Medialdea *et al.*, 1982). Estos afloramientos son interrumpidos por la presencia de accidentes fisiográficos como desembocaduras, rías, etc. (Rey y Sanz, 1982). Quedan restringidos sobre todo a la plataforma interna y media, con la excepción de la zona adyacente al Cabo de Peñas, donde llega a extenderse más allá del borde de plataforma. En otros casos, los afloramientos rocosos consisten en formaciones cuaternarias correspondientes a antiguas playas o cordones litorales submarinos relacionados con las migraciones de la línea de costa, tal y como se observa a lo largo de la plataforma mediterránea, y especialmente en el área del Levante (Rey y Díaz del Río, 1984); entre los ríos Guadiana y Tinto, en la desembocadura del Río Guadalquivir, en el Estrecho de Gibraltar (Segado *et al.*, 1984); y en las Islas Baleares, sobre los que se instalan a veces comunidades que dan lugar a facies coralinas (Fornós, 1987).

Los depósitos de gravas están distribuidos a lo largo de la plataforma española de forma irregular y ocupan extensiones muy variables. Aparecen relacionados con afloramientos rocosos, aunque en otros casos se depositan como consecuencia de una actividad dinámica muy fuerte. Atendiendo a esto, la plataforma septentrional del margen peninsular español presenta un alto gradiente energético, lo que implica un mayor poder de erosión y removilización de los depósitos gruesos. En la plataforma meridional atlántica las gravas están escasamente representadas, si bien en el tramo situado entre la desembocadura del Río Guadalquivir y el Estrecho de Gibraltar son más frecuentes, como consecuencia de la erosión de los afloramientos presentes en esta área. En el Mediterráneo los depósitos de gravas son más abundantes favorecidos por la existencia de desembocaduras de cuencas fluviales de carácter estacional y el régimen climático. Por otra parte, la plataforma del Archipiélago Canario está constituida principalmente por fragmentos de rocas volcánicas asociadas a plataformas costeras desarrolladas por la abrasión de los basaltos (Meco *et al.*, 1987).

La distribución de los depósitos arenosos a lo largo de la plataforma española tiene lugar de una forma más o menos continua, siendo más abundante en las áreas mediterráneas y del sureste atlántico. En la plataforma norte de la península las principales concentraciones de arena se localizan en las bocas de los entrantes pronunciados y en las rías. En otros lugares la dinámica litoral contribuye a formar depósitos arenosos como consecuencia de la presencia de barreras geográficas (cabos y ríos), donde la transferencia de sedimentos se ve obstaculizada. Esta situación no se da en la plataforma suratlántica, donde son frecuentes las grandes formaciones arenosas alimentadas de forma importante por las desembocaduras de varios ríos de diversa importancia (Guadalquivir, Guadiana, Tinto y Odiel). En el mediterráneo las mayores concentraciones de arena tienen lugar frente a las costas bajas, en las inmediaciones de los deltas y abanicos fluviales.

Los depósitos de fango están relacionados, en las zonas de infralitoral, con las desembocaduras de los grandes ríos, como se observa en los prodeltas del Guadiana, Guadalquivir, Ebro y Muga-Fluvia-Ter, y con zonas abrigadas tales como bahías, golfos, estuarios, rías y lagunas litorales. En zonas de plataforma, talud, ascenso continental y llanura abisal, la existencia de estos depósitos está regida por un conjunto de factores dinámicos ligados a la energía del medio. La presencia de fangos en la plataforma media y externa del Golfo de Cádiz y Margen Mediterráneo se asocia directamente a los aportes fluviales, y que da lugar a una gradación textural con reflejo en la batimetría, que va desde una franja formada por limos arenosos en las áreas próximas a las desembocaduras de los ríos, hasta limos finos a mayores profundidades (Díaz *et al.*, 1985; Giró y Maldonado, 1983; Medialdea *et al.*, 1986). Estos depósitos fangosos también se pueden asociar a depósitos por decantación en zonas distales de la plataforma y en el talud superior relacionados con la circulación de las masas de agua superficiales (Medialdea *et al.*, 1990) o relacionados con sedimentación forzada asociadas a corrientes de *upwelling*, como sucede en el Margen Gallego (Rey y Díaz del Río, 1987). En el talud, ascenso continental y llanura abisal predominan los depósitos fangosos asociados fundamentalmente a sedimentos en suspensión o hemipelágicos, sedimentos gravitacionales o turbidíticos y sedimentos asociados a corrientes de fondo o contorníticos, controlados fundamentalmente por las condiciones oceanográficas, la inestabilidad tectónica y las oscilaciones climático-eustáticas. En el Margen Mediterráneo dominan los dos primeros tipos de procesos sedimentarios, sobre todo los asociados a corrientes de turbidez a través de los cañones o como flujos de densidad en el talud (Díaz, 1984; Alonso *et al.*, 1985; Maldonado *et al.*, 1985; Stanley *et al.*, 1970; Bartolini *et al.*, 1972; Faugères *et al.*, 1984). Sin embargo, en el Golfo de Cádiz el proceso sedimentario predominante de depósito de fangos esta asociado a las zonas donde la Corriente Mediterránea de Salida (MOW) pierde intensidad en su interacción (Gonthier *et al.*, 1984; Díaz *et al.*, 1985; Faugères *et al.*, 1985; Stow *et al.*, 2002; Llave, 2003).

3. GEOMORFOLOGÍA. ELEMENTOS Y FORMAS DEL RELIEVE

3.1. ESTRUCTURALES

Su representación en negro se ha realizado siguiendo la sistemática utilizada en la cartografía geomorfológica del IGME, con el objeto de que contraste con el resto de los elementos de simbología coloreada y representativa (excepto vulcanismo) del modelado exógeno.

La forma de relieve con un condicionante estructural que más extensión ocupa son las *plataformas marginales* (78) (Figura 1). Se trata de superficies de gran extensión situadas en el talud continental, con pendientes relativamente suaves ($0,5^\circ$ a 3°), que se desarrollan a profundidades diversas. Estas plataformas



Figura 1. Localización de las plataformas marginales en el margen continental español.

zado siempre que la traza de la estructura tectónica causante de la morfología se mantenga prácticamente inalterada y no haya sido posteriormente modificada por la acción de fenómenos erosivos. Este hecho ha determinado la creación de un nuevo conjunto de elementos morfológicos al que hemos denominados polígenicos y que veremos posteriormente (subcapítulo 3.5). Como ejemplo de este tipo de formas destacar las áreas en graderío de la plataforma valenciana, el Escarpe de Emile Baudot al sur de Mallorca, la Dorsal de Alborán y la Cuenca de Yussuf en el Mar de Alborán y el Banco de Galicia y la Cuenca Intermedia (Canal de Valle-Inclán), situada entre el borde oriental del Banco de Galicia y la plataforma continental en el Margen Gallego. Estas estructuras se han representado con líneas relativamente gruesas con las que se diferencian las *alineaciones morfológicas por falla* (79) en todas sus manifestaciones, unas contempladas en este mapa como las relativas a escarpes de *falla normal* (80), de *falla inversa o cabalgamiento* (81) o de *falla direccional* (82).

Los deformaciones del fondo asociadas a procesos de migración de evaporitas y margas se reflejan como relieve positivos, deformando los depósitos suprayacentes con morfologías en *domo* (83). En estos casos se ha representado el contorno de la base de la estructura domática con una línea doble. En las áreas donde emergen dando lugar a *diapiros* (84), la cartografía muestra el afloramiento del cuerpo margo-salino en superficie. Estos relieve positivos se localizan fundamentalmente en tres sectores: 1) el Margen Nor-Balear, con morfologías domáticas asociadas a migración de evaporitas messinienses (Sans Rovira, 1991; Felser et al., 1998; Maillard et al., 2003); 2) el sector occidental del Mar de Alborán, con domos asociados a las margas burdigalienses (Pérez Belzuz et al., 1997; Vázquez, 2001); y 3) los domos y crestas diapiricas del Golfo de Cádiz relacionadas con los niveles margo-salinos asociados a la Unidad Alóctona o a los niveles salinos relacionadas con las evaporitas triásicas autóctonas del margen (Maestro et al., 2003; Medialdea, 2004).

Otras estructuras ligadas a la actividad tectónica son los fenómenos asociados a la migración de fluidos y su expulsión al exterior. Las dos estructuras más características de estos procesos son los *volcanes de fango* (85) y los *colapsos por escape de fluidos* (86). Los volcanes de fango son estructuras cónicas de dimensiones muy variables, aunque los que han sido cartografiados presentan dimensiones que varían entre 1 y 3 km de diámetro y alturas de hasta 200 m, formados por la erupción de sedimento fluidificado. Estas estructuras están estrechamente relacionadas con los fenómenos de diapirismo presentes en el Golfo de Cádiz (Somoza et al., 2002, 2003) y en el sector occidental del Mar de Alborán (Sautkin et al., 2003), y a su vez se han relacionado con la actividad de fallas en profundidad. Se tratan de elementos puntuales que se han representado como una estrella ya que resultaba imposible su cartografía real debido a la escala del Mapa. Los colapsos por expulsión de fluidos se asocian a escapes repentinos. Por lo general estos fluidos están compuestos fundamentalmente por gas. La migración de este gas a niveles superiores en muchas ocasiones, cuando se trata de gases termogénicos procedentes de la degradación

deben su origen a estructuras tectónicas que han favorecido un hundimiento progresivo del margen continental mar adentro. Aunque están presentes a lo largo de todo el margen, las más destacables por sus dimensiones son la Plataforma de Motril en el área del Mar de Alborán, las plataformas de Galicia, de Pardo Bazán, Castro y Ortegal en el Margen Gallego y la Plataforma de Las Landas en el sector oriental del Margen Cantábrico.

La dificultad en expresar las zonas levantadas o hundidas debido a la actividad tectónica ha sido resuelta mediante la utilización de elementos lineales que delimiten estas zonas. Esta representación se ha reali-

de gases hidrocarburos en zonas profundas, está controlada por fallas. Estas áreas de colapsos se han observado en los canales de Ibiza y Mallorca (Acosta *et al.*, 2003) y en el Golfo de Cádiz (León, 2005), ocupando superficies relativamente importantes por lo que para su cartografía se ha optado por usar una simbología de carácter areal.

3.2. VOLCÁNICAS

Debido a la escasez de información que se dispone sobre las estructuras volcánicas, éstas se han representado en el Mapa dividiéndolas en dos grandes grupos: *relieves volcánicos* (87) constituidos por altos morfológicos de origen volcánico, sin que ello lleve implícito que se traten de edificios o centros de emisión; y *pitones* (88) que se han cartografiado como elementos puntuales, ya que la escala del Mapa no permite su representación detallada.

En las Islas Canarias, archipiélago constituido por agrupaciones de edificios volcánicos que han emergido sobre el nivel del mar, se ha cartografiado en algún caso el *límite submarino del edificio volcánico* (89).

Aunque las intrusiones volcánicas han sido datadas en muchos casos, éstas no tienen porqué coincidir con las morfologías actualmente observables, por lo que no se les ha asignado edad. Se distribuyen fundamentalmente en dos grandes áreas: Islas Columbretes y Margen Balear, asociadas a estructuras extensionales (Banco de Emile Baudot entre otros); y Mar Menor-Cabo de Gata y Mar de Alborán, dando relieves alineados según una orientación NE-SO (Dorsal de Alborán) o NO-SE (bancos de Avempace, Djibouti y Edrisi o el Escarpe de Yussuf).

3.3. DEPOSICIONALES

Las morfologías de origen deposicional implican la existencia de uno o más cuerpos sedimentarios cuyo apilamiento da como resultado relieves positivos que en función de su escala y forma se han representado en este Mapa como elementos lineales o areales. La formación de estos cuerpos sedimentarios se produce fundamentalmente en la plataforma y en el talud continental, pudiendo llegar alguno de ellos, por sus enormes dimensiones, a afectar el ascenso continental y la llanura abisal.

La mayor parte de las formas deposicionales se localizan en la plataforma, ya que los aportes continentales son una importante fuente de sedimentos, que posteriormente son redistribuidos por la acción de la marea, el oleaje y las corrientes superficiales. La morfología de mayor continuidad a lo largo del margen peninsular español, y que ha sido cartografiada en prácticamente todo el margen mediterráneo y del Golfo de Cádiz es el *prisma infralitoral* (90). Esta forma representa la zona de transición entre el continente y la plataforma interna, enlazados por la cuña deposicional adosada al prisma litoral. En la cartografía realizada se ha representado el borde de este prisma litoral cuya profundidad nos indica el nivel de base del oleaje en los grandes temporales. El borde del prisma litoral está situado a profundidades entorno los 15 a 20 m y a una distancia de la costa entre 2 y 5 km.

Otras estructuras deposicionales de gran entidad son las formas asociadas a las desembocaduras de los cauces fluviales, los prodeltas. Se trata de grandes cuerpos deposicionales que corresponden a la cuña o lóbulo deposicional de los materiales deltaicos sumergidos, que se localizan sobre la plataforma interna y media definiendo el *frente prodeltaico* (91). Hacia la parte distal, los cuerpos prodeltaicos se biselan sobre los sedimentos más antiguos de la plataforma, finalizando en la *base del talud prodeltaico* (92). Entre los prodeltas de mayores dimensiones destacan los del Ebro, del Llobregat y el Sistema Deltaico del Muga-Fluvia-Ter en el Margen Mediterráneo y el del Guadalquivir en el Golfo de Cádiz. En algunos sectores aparecen morfologías prodeltaicas inactivas relacionadas con antiguas redes fluviales. Estas formas han sido cartografiadas representando el *frente deltaico relicto* (93).

En la plataforma es posible observar la existencia de otras formas de origen deposicional muy características del margen mediterráneo, las *dorsales de arena* (94). Estos cuerpos presentan una morfología convexa, y por lo general un desarrollo asimétrico, con el borde más abrupto mar adentro, por lo que en la cartografía se ha representado la cresta de estos cuerpos junto con la indicación del borde abrupto por medio de una serie de semicircunferencias concatenadas. Son por lo general formas relictas, consideradas como depósitos litorales abandonados durante la transgresión flandriense.

Existen también en la plataforma bioconstrucciones o *praderas vegetales* (95) capaces de generar relieves de cierta entidad en forma de montículos alargados, con dimensiones muy variables y paralelos al perfil litoral. Este tipo de poblamientos macrofitobentónicos son formaciones típicas del Mediterráneo, lugar en el que se ha observado una cierta degradación de las mismas, como consecuencia de la fuerte contaminación de las aguas litorales. La especie que ocupa una mayor extensión del sustrato marino es la *Posidonia oceanica*, que en ocasiones se puede ver acompañada de otras algas y fanerogramas.

Las *áreas de ripples, megaripples, dunas y ondas de arena y fango* (96) son morfologías deposicionales que se caracterizan por presentar una acumulación muy importante de arenas y fangos, y más raramente gravas, mostrando una superficie de discordancia neta sobre el sustrato. Su distribución ha motivado que se haya representado como una superficie en cuyo interior se han señalado las direcciones del eje longitudinal de estas morfologías, que es indicativo de la dinámica sedimentaria generadora. El origen de estas morfologías en la zona de plataforma ha sido explicado, bien por tratarse de formas relictas desarrolladas cerca de la línea de costa o en la plataforma continental interna, retrabajadas durante el avance de los ambientes litorales hacia el continente durante la transgresión flandriense, o bien por la acción de corrientes de marea. Por otro lado, estas formas también son observables en algunas áreas del talud continental, en concreto en el Golfo de Cádiz, donde en la zona de salida de la corriente mediterránea hacia el Océano Atlántico interacciona con el fondo dando lugar a formas de fondo (*ripple marks*, bandas de arena y gravas), que además, hacia el NO van siendo sustituidas por ondas de arena, *ripples superpuestos*, y localmente se pueden observar cintas de arenas (Hernández-Molina et al., 2003; Llave, 2003).

En el talud, y en relación con las corrientes marinas profundas, que resultan fundamentalmente de la circulación termohalina, hay que destacar los enormes cuerpos sedimentarios asociados a los depósitos de deriva (*drift*) de las corrientes de contorno (drift contorníticos o contornitas) (Figura 2). Se han diferenciado tres morfologías principales asociadas a este tipo de depósitos que se han representado cartografiando los límites de los cuerpos sedimentarios. Los *drift monticulados elongados* (97), presentan dimensiones de decenas de kilómetros hasta alrededor de los 150 km, con anchuras que varían entre los 10 km hasta los 25 km, y alturas entre 75 y 400 m. Todos estos cuerpos cartografiados se sitúan en el Mediterráneo (Canals, 1985; Velasco et al., 1996; Ercilla et al., 2002) y en el Golfo de Cádiz (Llave, 2003) a profundidades que oscilan entre los 300 m hasta más de 2.000 m. En el Golfo de Cádiz estas formas monticulares se prolongan hacia el talud medio presentando una geometría plana, sin observarse ningún relieve y constituyendo los denominados *drift laminares* (98). En el sector meridional del Golfo de Cádiz, debido a la importante actividad tectónica y diapírica del área, estos depósitos laminares aparecen plegados, presentando morfologías onduladas, dando lugar a un nuevo tipo morfológico denominado *drift laminar deformado* (99).

Los sistemas turbidíticos constituyen depósitos acumulados fundamentalmente al pie de un cañón submarino, y representa volumétricamente las acumulaciones clásticas más importantes en los ambientes marinos profundos. Estos sistemas turbidíticos finalizan en lóbulos o *abanicos submarinos profundos* (100) cuya geometría es variable. La forma de estos sistemas está estrechamente relacionada con la fisiografía inicial del fondo marino, la compactación diferencial y la erosión (excavación) y el redepósito por corrientes de fondo. Se diferencian formas confinadas, sin confinar, tabulares y monticulares, si



Figura 2. Localización de los depósitos de deriva asociados a las corrientes de contorno en el margen continental español.

bien la más frecuente es la morfología lenticular lobulada bien definida, por lo general elongada aguas afuera. Los principales sistemas turbidíticos del margen continental español se localizan en el área mediterránea: el Sistema Turbidítico del Ebro se desarrolla en el talud continental y tiene una morfología elongada (50 km de longitud por 111 km de anchura); el Sistema Turbidítico de Valencia tiene forma lobulada elongada (164 km de longitud por 88 km de anchura) y se desarrolla en la parte distal del Canal de Valencia, extendiéndose en la Llanura Abisal Liguro-Provenzal; el Sistema Turbidítico de Menorca, en forma de abanico (80 km de longitud por 50 km de ancho), se extiende desde el ascenso continental balear hasta la Cuenca Algero-Balear; el Sistema Turbidítico de Almería con morfología lobulada-elongada (99 km de longitud por 30 km de anchura) que se apoya en la Cuenca Oriental de Alborán; el Sistema Turbidítico de Calahonda tiene forma de abanico (15 km de longitud por 14 km de ancho) y se extiende a lo largo del talud continental de la zona de Motril; el Sistema Turbidítico de Motril-Carchuna-Salobreña también presenta forma de abanico (25 km de longitud por 16 km de anchura) y se localiza junto al Sistema Turbidítico de Calahonda, apoyándose ambos sobre la Plataforma Marginal de Motril; el Sistema Turbidítico de Fuengirola, con forma de abanico (65 km de longitud por 52 km de anchura) se extiende desde el talud continental hasta la Cuenca Occidental de Alborán; y, por último, el Sistema Turbidítico de Guadiaro, de forma lobulada-elongada (25 km de longitud por 10 km de anchura), se localiza en el talud continental en las proximidades de Estepona.

3.4. EROSIVAS

Este epígrafe grupa todos los elementos morfológicos derivados de los procesos erosivos ligados a la acción del oleaje y de las mareas, a flujos canalizados a favor de la pendiente, o a corrientes marinas, tanto someras como profundas.

Entre los rasgos morfológicos erosivos areales más relevantes presentes en la plataforma continental, por ocupar una mayor extensión, caben destacar las superficies de abrasión (Figura 3). Se distinguen dos tipos fundamentalmente: *superficies de abrasión planas (101)* y *superficies de abrasión onduladas (102)*.

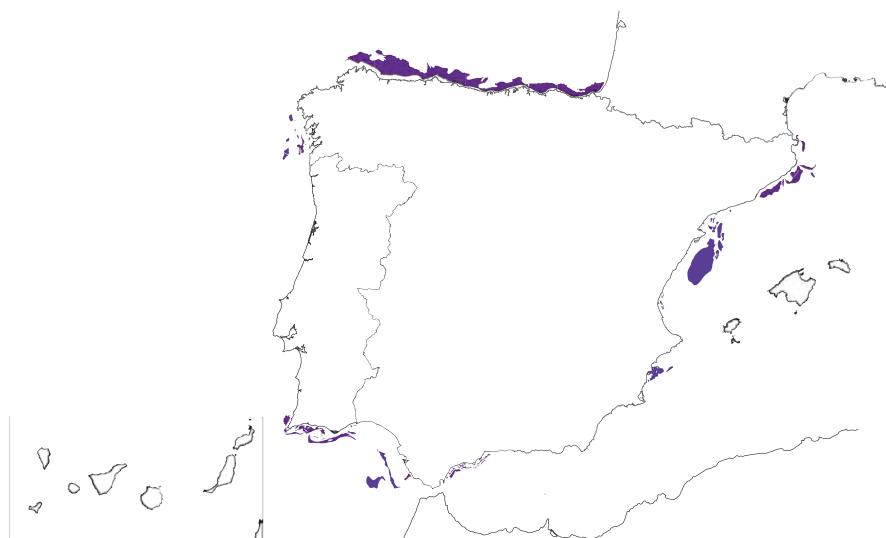


Figura 3. Localización de las superficies de abrasión y erosión en el margen continental español.

desarrollo bastante restringido, se presentan en ambientes de plataforma media, y se localizan fundamentalmente a lo largo del Margen Catalán.

Otra morfología areal son las *superficies de erosión (103)*, que a diferencia de las anteriores se muestran como superficies irregulares. Su génesis está asociada a un barrido de los sedimentos superficiales por corrientes de contorno, que dejan al descubierto los materiales infrayacentes, los cuales son some-

Las superficies de abrasión planas son áreas subhorizontales, sin grandes irregularidades, originadas a partir de la erosión de los materiales por encima del perfil de equilibrio, durante el último ascenso eustático, en el Holoceno basal. Se observan superficies de este tipo a lo largo de toda la plataforma, encontrándose las de mayor dimensión enfrente y al sur de la desembocadura del Río Ebro y a lo largo de todo el Margen Cantábrico. Las superficies de abrasión onduladas son áreas con perturbaciones de fondo de gran amplitud y altura no superior a los 2 m, originadas por fenómenos de endurecimiento y erosión diferencial, ligadas también a la última transgresión. Estas superficies, con un

tidos a erosión. Aparecen fundamentalmente en la zona superior del talud continental, cerca del borde de plataforma, en el margen del Mar de Alborán y Golfo de Cádiz.

Entre los rasgos morfológicos lineales en la zona de plataforma destaca la presencia de terrazas. Estas formas erosivas constituyen pequeños *escarpes de terraza* (104), más o menos paralelos a las líneas batimétricas y se interpretan como antiguas líneas de costa. Su salto vertical es variable y pueden estar recubiertas parcialmente por sedimentos depositados con posterioridad a su formación. Por otra parte, una terraza no se mantiene necesariamente a la misma profundidad, sino que en ocasiones corta diferentes niveles batimétricos. Su desarrollo está ligado a la última fase transgresiva, a principios del Holoceno, que da lugar a una erosión en el frente del litoral de progradación hacia tierra. En este frente se origina una berma que se desplaza simultáneamente con el ascenso eustático. Cuando existe una pulsación transgresiva rápida la berma creada se sitúa fuera de la influencia de la zona litoral, donde sería erosionada, originándose la terraza. Este elemento se ha representado con un símbolo específico para diferenciarlas de los demás resaltos.

Los rasgos erosivos lineales más importantes son los *cañones submarinos* (105) y los *canales submarinos* (106), que se localizan en el talud y en el ascenso continental,. En ambas morfologías se distinguen formas en "V", que representan un carácter netamente erosivo, definiéndose *cañones y canales erosivos* (107), y formas en "U" que suelen tener un relleno sedimentario más o menos importante, y que conforman *cañones y canales parcialmente colmatados* (108). Los cañones submarinos pueden nacer cerca de la costa (los cañones de Fonera, Blanes y Palomares en el Mediterráneo, y Llanes y Cap Bretón en el Cantábrico), en la plataforma continental (por ejemplo, los cañones de Besos, Llobregat, Columbretes, Menorca, Gata, Algeciras en el Mediterráneo y Alborán, y Avilés y Lastres en el Cantábrico) o en el talud continental (caben destacar los cañones de Sant Felice, Las Pitiusas, Ifac y Benidorm, entre otros, en el Mediterráneo; Vélez-Málaga en Alborán; y Muros y Lage en el Margen Gallego). Estos cañones terminan al pie del talud continental, en el ascenso continental o en la cuenca oceánica. Se caracterizan también por la presencia de tributarios en sus cabeceras, relieves importantes (centenares de metros) y gradientes axiales elevados ($>2^\circ$). Son perpendiculares al margen, aunque también existen cañones o tramos de los mismos dispuestos oblicuamente como los cañones de Avilés, Lastras y Llanes en el Margen cantábrico, e incluso paralelamente al margen, como el Cañón de Cap Bretón en el mismo área. El trazado de los cañones puede ser rectilíneo como el de los cañones del Margen Cantábrico, o escasamente sinuoso, como el de algunos cañones del Margen Mediterráneo, hasta meandriformes como el Cañón de Almería. Los canales se encuentran en medios profundos y se extienden de forma paralela al margen continental. Estas formas tienen generalmente relación con el contexto estructural, ya que se extienden generalmente paralelos a estructuras como fallas y depresiones del basamento. En este respecto se observa como el Canal de Valencia, con una longitud de 400 km, se extiende a lo largo del eje de la Fosa de Valencia, los canales de Gibraltar están controlados también por importantes estructuras tectónicas que dieron lugar la apertura del Estrecho en el Plioceno, o el Canal de Cádiz, controlado por un sistema de fallas direccionales destroras que conforman el Sistema de Gorringe-La Herradura (Medialdea, 2004).

Para finalizar con los elementos erosivos lineales representados en la cartografía es necesario destacar la presencia de *fosas contorníticas* (109) que se disponen paralelas al margen. Estas morfologías están relacionadas con la acción de una corriente de contorno sobre el fondo, y su génesis está relacionada con los depósitos de contorníticos elongados. La corriente tiende a erosionar los relieves y a depositar sedimento en la ladera opuesta, dando lugar a la separación del depósito contornítico del talud. En el caso del margen septentrional de la Isla de Menorca, la fosa contornítica se localiza a una profundidad de unos 2.200 m, con una altura media de 100 m y un ancho de 5 km, y su génesis se relaciona con la circulación de la Corriente Profunda Mediterránea Occidental (WMDW) (Baraza et al., 2000). Las fosas contorníticas del Golfo de Cádiz se generan por la interacción de la Corriente Mediterránea de Salida (MOW) (García, 2002). Se ha distinguido un área meridional donde la Corriente Mediterránea interacciona con el fondo a una profundidad entre los 500-1200 m y se bifurca en varias ramas, dando lugar a canales de forma sinuosa que se adaptan a los altos del basamento (Banco del Guadalquivir) y a las dorsales diapíricas de dirección NE-SO (dorsales del Guadalquivir y Cádiz) generando cinco fosas contorníticas principales (Cádiz, Guadalquivir, Huelva, Diego Cao y Gusano). Sus longitudes varían entre los 90 km de la Fosa de Guadalquivir a los 30 km de la Fosa de Diego Cao, y sus anchuras medias son de unos 10 km. En la zona septentrional se observa la existencia de otra fosa contornítica que se desarrolla entre los 500-700 m de profundidad denominada Fosa de Alvarez Cabral, con una longitud de 80 km y una anchura que varía entre los 4 y 11 km.

3.5. POLIGÉNICAS

Bajo este epígrafe se agrupan elementos morfológicos de difícil adscripción a otra de las categorías anteriormente descritas, ya que su génesis puede ser mixta o fruto de la superposición de varios procesos geodinámicos.

Entre estos elementos, los de mayores dimensiones son los *montes submarinos* (110), que son aquellas irregularidades del terreno, de morfología cónica y planta circular o elíptica, originadas fundamentalmente por la presencia de afloramientos de las unidades infrayacentes como resultado de la actividad tectónica o ascensos volcánicos y cuya morfología, en ocasiones, ha sido condicionada por procesos erosivos. En esta cartografía se ha intentado discriminar las formas del relieve asociadas a procesos volcánicos (ver subapartado 3.2) de las debidas a afloramientos del basamento, pero no siempre ha sido posible, existiendo en muchas de estas formas una indeterminación en su origen por la inexistencia de datos. Este es el motivo fundamental por el que algunos relieves de origen probablemente volcánico se han representado dentro de este grupo. El término de montes submarinos engloba a muchos otros que no se han diferenciado en el Mapa para que la leyenda no resulte excesivamente compleja. Estrictamente se hace referencia a montes submarinos a las elevaciones del fondo marino que superan los 1.000 m de altura y cuya cima presenta dimensiones reducidas. En aquellos casos en los que estos relieves presentan una cumbre relativamente plana que se sitúa próxima a la superficie del mar (< 200 m) y se localizan en el talud continental se denominan bancos submarinos. Las elevaciones con alturas inferiores a 1.000 m son conocidas como altos submarinos y si son inferiores a los 200 m se denominan colinas submarinas. Un caso especial son las formas que presentan la cima plana debido a la acción del oleaje cuando en algún momento de su estadio evolutivo este relieve llegó a estar por encima del nivel del mar, denominándose *guyots*.

Otra de las formas de difícil adscripción a una de las tipologías anteriormente descritas debido a poder tener orígenes diversos son las *depresiones batimétricas* (111). La existencia de estas morfologías negativas, de cierta continuidad longitudinal y anchura variable, están condicionadas por la existencia de relieves heredados o residuales, a procesos deposicionales o erosivos, a levantamientos tectónicos asociados a fallas o extrusiones salinas y, en algunos casos, a la conjunción de varias de estas causas. Las de mayores dimensiones son la depresión que separa las islas de Ibiza y Formentera de la Isla de Mallorca, denominada Cuenca de Formentera; y las cuencas que compartimentan el Mar de Alborán.

En la plataforma también se observa la presencia de *escarpes* (112) con morfologías semejantes a los escarpes de terraza, es decir, presentan una pendiente fuerte hacia uno de sus lados, y *crestas y divisorias* (113), con pendiente abrupta en ambos extremos. En el caso de los escarpes, estos no están relacionados con fluctuaciones eustáticas, sino con accidentes estructurales, afloramientos del basamento o erosión diferencial, y su extensión está ligada directamente con el fenómeno que los condiciona. Esta morfología también se observa en la zona de talud, disponiéndose, bien paralelas a la zona de ruptura de la plataforma continental, bien perpendicular a ésta, bordeando los cañones submarinos, pudiéndose relacionar también su génesis a procesos tectónicos y/o erosivos. Las formas definidas como crestas y divisorias se encuentran limitando las cuencas de drenaje de los cañones submarinos y separando las zonas de interfluvio, asociadas a resaltes litológicos debido a afloramientos del zócalo o por procesos de erosión diferencial, o como continuación de relieves subaéreos que tienen continuidad en la zona submarina. Estos rasgos han sido cartografiados en las áreas donde era posible su representación por cuestiones de escala.

Para finalizar, se ha incluido dentro de este grupo de formas poligénicas las *rupturas de pendiente* (114), concretamente a lo largo del talud continental del Golfo de Cádiz, que sin ser definitorias de diferentes provincias fisiográficas sí compartimentan el margen, diferenciando un talud superior, medio e inferior. El origen de estas variaciones a lo largo de la pendiente de este margen es diverso y se asocian tanto a procesos tectónicos, como a erosivos y deposicionales.

3.6. GRAVITACIONALES

Las formas directamente ligadas a procesos gravitacionales en el medio marino son enormemente frecuentes debido a varios factores que diferencia a este medio del subaéreo: importantes tasas de sedimentación localizadas; sedimentos saturados en agua, lo que implica una importante disminución de la cohesión y del ángulo de fricción; la presencia de gas en los depósitos o bien la desestabilización de hidratos de gases;

escapes de fluidos; y el importante esfuerzo en la vertical debido a la columna de agua. Por otro lado, la relevancia de este tipo de procesos de movimientos en masa reside en que suponen una importante transferencia sedimentaria hacia las zonas profundas. (Figura 4)

Se diferencian cuatro tipos de formas de acumulación por procesos gravitacionales que realmente forman parte de un *continuum*: **reptación** (115), con una simbología ondulada representada también paralela al sentido de movimiento y donde se han cartografiado los desplazamientos lentos y continuos de los paquetes sedimentarios no consolidados a lo largo de múltiples superficies de despegue; **deslizamientos** (116), con líneas para indicar el sentido del desplazamiento, y que agrupa los movimientos pendiente abajo de una masa semiconsolidada a favor de planos de cizalla simple o rotacionales y con poca perturbación interna del depósito deslizado; **flujos de derrubios**

(117), donde por medio de flechas se señala la dirección de dispersión de los sedimentos en masas de muy alta concentración y viscosidad; y **avalanchas de derrubios** (118), que suponen un desplazamiento rápido de bloques de grandes dimensiones a través de taludes muy inclinados. Estas dos últimas formas gravitacionales son las que mayor volumen de materia transportan. Cabe destacar el flujo de derrubios BIG'95 en el Mar Balear con un área aproximada de 2.000 km², donde se ha estimado un desplazamiento de hasta 100 km (Lastras *et al.*, 2001) o las avalanchas de derrubios que afectan a los más importantes edificios volcánicos de las Islas Canarias y que también cubren superficies próximas a los 2.600 km² y su recorrido supera los 70 km (Urgeles *et al.*, 1997), llegando a desplazar bloques con dimensiones kilométricas.

La representación de las formas erosivas asociadas a estos procesos se reduce a **cicatrices de despegue** (119) relacionadas con grandes desplomes por gravedad.

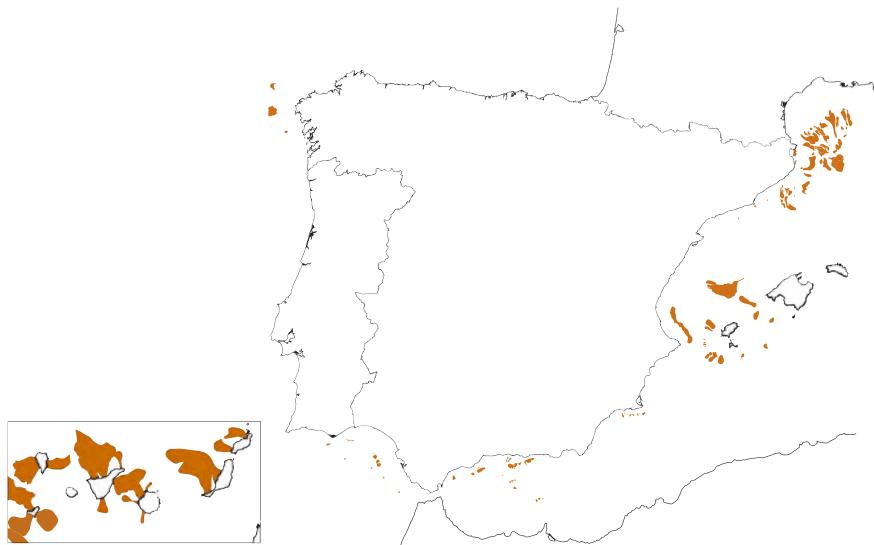


Figura 4. Localización de las formas de acumulación asociadas a procesos gravitacionales en el margen continental español.

4. CRONOLOGÍA

Las dataciones de los elementos morfológicos submarinos son prácticamente inexistentes. Sin embargo, en algunos casos sí ha sido posible establecer una edad aproximada de la formas, sobretodo las relacionadas con procesos de depósito. En concreto ha sido posible establecer la edad de las avalanchas de derrubios en las Islas Canarias en base a sondeos profundos del *Ocean Drilling Program*, estudios en tierra y análisis de los datos de sísmica de reflexión. Estas referencias a la edad de los elementos aparecen en el Mapa en clave alfabética, y se expresan en la correspondiente tabla cronológica de la leyenda.

Finalmente, ha sido posible establecer en algunos sistemas turbidíticos (Ebro y Rhône) la edad relativa de los diferentes lóbulos que los componen.

5. BIBLIOGRAFÍA

Acosta, J., Canals, M., López-Martínez, J., Muñoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C. y Casamor, J. L. (2003). The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology*, 49 (3-4): 177-204.

DESCRIPCIÓN DEL MAPA

- Alonso, B., Kastens, K. A., Maldonado, A., Malinverno, A., Nelson, C. H., O'Connell, S., Palanques, A., y Ryan, W. B. F. (1985). Morphology of the Ebro Fan Valley From SeaMARC and Sea Beam Profiles. *Geo-Marine Letters*, 5: 141-148.
- Baraza, J., Ercilla, G. y Alonso, B. (2000). Apilamientos contorníticos en diferentes contextos geológicos en el Mediterráneo Occidental (Menorca y Ceuta) y en el Atlántico oriental (Agadir). *Temas Geológico-Mineros*, 30: 31-38.
- Bartolini, C., Gehin, C. y Stanley, D. J. (1972). Morphology and recent sediments of the Western Alboran Basin in the Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 13: 159-223.
- BRGM (1976). *Carte géologique du plateau continental du Golfe de Gascogne à 1/1.000.000*. BRGM, Paris.
- Canals, M. (1985). *Estructura sedimentaria y evolución morfológica del talud y el glacis continental del Golfo de León: Fenómenos de desestabilización de la cobertura sedimentaria plio-cuaternaria*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 459 p.
- Díaz del Río, V. y Somoza, L. (1994). Geomorfología de los fondos marinos españoles. En: *Geomorfología de España* (M. Gutierrez Elorza, Coord). Editorial Rueda, Madrid, 471-493.
- Díaz, J. I. (1984). *Márgenes continentales y cuencas del Mediterráneo suroccidental: Sedimentos y procesos sedimentarios*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza, 165 p.
- Díaz, J. I., Farrán, M. y Maldonado, A. (1985). Surficial sediment distribution patterns in the Gulf of Cadiz controlled by the geomorphic features and physical oceanographic parameters. En: *6th European Regional Meeting of Sedimentology, IAS*. Abstracts: 129-132.
- Faugères, J. C., Cremer, M., y Monteiro, H. (1985). Essai de reconstitution des processus d'édification de la ride sedimentaire de Faro (Marge sud-Portugaise). *Bulletin Institut Géologique Bassin d'Aquitaine Bordeaux*, 37: 229-258.
- Faugères, J. C., Gonthier, E., Pujol, Cl., Devaux, M. y Philipps, I. (1984). La mission Faegas IV: Premiers résultats sur les sediments profonds de la marge Ouest-Iberique du Golfe de Cadiz et de la Mer d'Alboran. *Bulletin Institut Géologique Bassin d'Aquitaine Bordeaux*, 36: 67-83.
- Felser, E., Woodside, J. M. y Van Hinte, J. E. (1998). Sequence boundaries and salt diapirism in the Balearic abyssal plain, western Mediterranean. *Geo-Marine Letters*, 18: 172-177.
- Fornós, J. (1978). *Les plataformes carbonatadas de les Balears: Estudi sedimentologic de les plataformes miocens de les illes Balears i la comparació amb la sedimentació actual a la seva plataforma*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 954 p.
- García, M. (2002). *Caracterización morfológica del sistema de canales y valles submarinos del talud medio del Golfo de Cádiz (SO de la Península Ibérica): Implicaciones oceanográficas*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Cádiz, 114 p.
- Giró, S. y Maldonado, A. (1983). Definición de facies y procesos sedimentarios en la plataforma continental de Valencia (Mediterráneo occidental). En: *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental* (J. Castellví, Ed.). Seminario Interdisciplinar. Resultados del Proyecto 793020 del Comité Conjunto Hispano-Norteamericano, 75-96.
- Gonthier, E. G., Faugères, J. C., y Stow, D. A. V. (1984). Contourite facies of the Faro Drift, Gulf of Cadiz. En: *Fine-Grained Sediments, Deep-Water Processes and Facies* (D.A.V. Stow y D.J.W. Piper, Eds.). Geological Society, Special Publication, 15, 275-292.
- Hernández-Molina, J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M. C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., Barnolas, A., García, M., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L. M., Vázquez, J. T., Lobo, F. J., Alveirinho Dias, J. , Rodero, J. , Gardner, J. (2003). Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology*, 31 (1): 19-22.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R. Hughes-Clarke, J. E. (2001). Morfología y dinámica del debris flow submarino BIG'95. *Geogaceta*, 3 (1): 191-194.

León, R. (2005). *Modelo S.I.G. del campo de estabilidad de los hidratos de gas: Aplicación a las estructuras geológicas ligadas a las emisiones submarinas de fluidos hidrocarburos en el Golfo de Cádiz*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 463 p.

Llave, E. (2003). *Análisis morfosedimentario y estratigráfico de los depósitos contorníticos del Golfo de Cádiz: Implicaciones paleoceanográficas*. Tesis Doctoral, Univ. De Cádiz, 343 p.

Maestro, A., Somoza, L., Medialdea, T., Talbot, C. J., Lowrie, A., Vázquez, J. T. y Díaz del Río, V. (2003). Large-scale slope failure involving Triassic and Middle Miocene salt and shale in the Gulf of Cadiz (Atlantic Iberian Margin). *Terra Nova*, 15, 6: 380-391.

Maillard, A., Virginie, G., Vendeville, B.C., Odonne, F. (2003). Influence of differential compaction above basement steps on salt tectonics in the Ligurian-Provençal Basin, northwest Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 13-27.

Maldonado, A., Palanques, A., Alonso, B., Kastens, A., Nelson, C.H., O'Connell, S., y Ryan, W. B. F. (1985). Physiography and deposition on a distal deep-sea system: The Valencia Fan (Northwestern Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, 5: 157-164.

Maldonado, A., Rodero, J., Pallarés, L., Pérez, L., Somoza, L., Medialdea, T., Hernández Molina, F. J., **Lobo, F. y Maestro, A.** (2003). *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 86-86S-87S* (Cádiz). IGME, Madrid, 91 p y 5 mapas.

Meco, J., Pomel, R.S., Aguirre, E. y Stanley, Ch. E. (1987). The recent marine quaternary of the Canary Islands. En: *Late Quaternary Sea-Level Changes in Spain* (Zazo, C., Ed.). Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, 10, 283-305.

Medialdea, J., Baena, J., García-Rodríguez, J., Maldonado, A., Uchupi, E., Udías, A., Wandossell, J. y Zamarreño, I. (1982). *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 84-85/84S-85S* (Almería-Garrucha/Chella-Los Genoveses). IGME, Madrid, 105 p y 5 mapas.

Medialdea, J., Maldonado, A., Alonso, B., Díaz, J.I., Farrán, M., Giró, S., Vázquez, A., Sainz, E., Martínez, A. y Medialdea, T. (1986). *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 41-42 (Tortosa-Tarragona)*. ITGE, Madrid, 78 p y 5 mapas.

Medialdea, J., Catafau, E., Díaz, J.I., Medialdea, T., San Gil, C., Vázquez, J. T. y Wandossell, J. (1990). *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 79-79E (Murcia)*. ITGE, Madrid, 147 p y 5 mapas.

Medialdea, J., Medialdea, T., Vázquez, J. T., Maldonado, A., Alonso, B., Díaz, J. I., Ercilla, G. y Farrán, M. (1994). *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 25-25E (Figueres)*. ITGE, Madrid, 82 p y 5 mapas.

Medialdea, T. (2004). *Estructura y evolución tectónica del Golfo de Cádiz*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 328 p.

Moita, I. (1986). *Carta dos Sedimentos Superficiais e Notícia explicativa da folha sed 7 e 8. Cabo de S. Vicente ao Río Guadiana*. Instituto Hidrográfico, Lisboa, Portugal, 18 p y 1 mapa.

Nelson, C.H., Maldonado, A., Coumes, F., Got, H. y Monaco, A. (1983/1984). The Ebro Deep-Sea Fan System. *Geo-Marine Letters*, 3: 125-131.

Pérez-Belzuz, F., Alonso, B. y Ercilla, G. (1997). History of mud diapirism and trigger mechanisms in the Western Alboran Sea. *Tectonophysics*, 282: 399-422.

Rey, J. y Sanz, J L. (1982). Estudio geológico submarino del litoral cantábrico con sonar de barrido lateral (desde San Vicente de la Barquera a Punta de San Emeterio). *Boletín de Instituto Español de Oceanografía*, 7 (1): 88-96.

Rey, J. y Díaz del Río, V. (1984). Algunos aspectos morfoestructurales del Cuaternario submarino en la plataforma continental del Mediterráneo español. *Thalasas*, 2: 23-29.

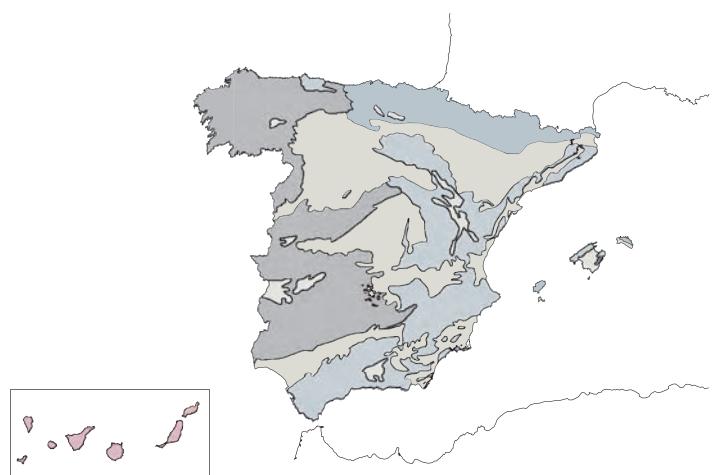
DESCRIPCIÓN DEL MAPA

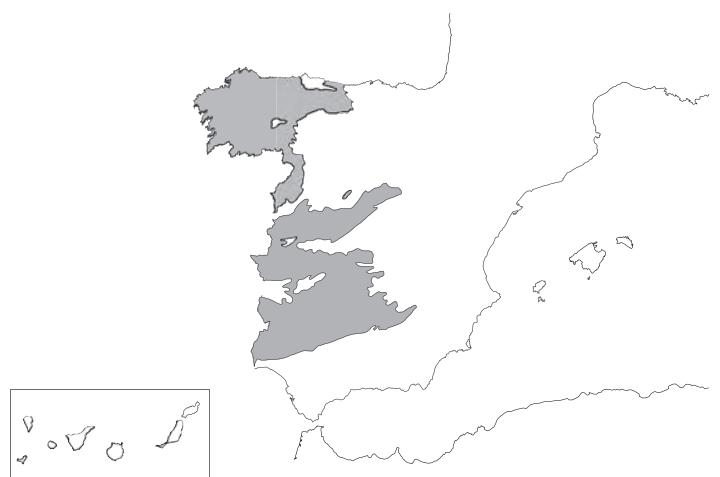
- Rey, J. y Díaz del Río., V. (1987). Structure sedimentary units in the Galician continental Shelf. *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 12: 35-45.
- Rey, J. y Medialdea., T. (1989). Los sedimentos cuaternarios superficiales del margen continental español. Publicaciones Especiales del Instituto Español de Oceanografía, 3, 29 p.
- Sanz Rovira, M. (1991). *Un cas de tectònica salina: el sector NE del solc de Valencia*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona, 174 p.
- Sautkin, A., Talukder, A. R., Comas, M. C., Soto, J. I. y Alekseev, A. (2003). Mud volcanoes in the Alboran Sea: evidence from micropaleontological and geophysical data. *Marine Geology*, 195 (1-4): 237-261.
- Segado, M., Gutierrez, J. M., Hidalgo, F., Martínez, J. M. y Cepero, F. (1984). Estudio de los sedimentos recientes de la plataforma continental gaditana entre Chipiona y Cabo Roche. *Boletín Geológico y Minero*, 95-4: 310-324.
- Somoza, L., Gardner, J. M., Díaz-del-Río, V., Vázquez, J. T., Pinheiro, L. M., Hernández-Molina, F. J. y TASYO/ANASTASYA shipboard scientific parties (2002). Numerous methane gas-related sea floor structures identified in Gulf of Cádiz. *EOS Transactions*, 83 (47): 541-547.
- Somoza, L., Díaz-del-Río, V., León, R., Ivanov, M., Fernández-Puga, M. C., Gardner, J. M., Hernández-Molina, F. J., Pinheiro, L. M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J. T., Medialdea, T. y Fernández-Salas, L. M. (2003). Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology*, 195: 153-176.
- Stanley, D. J., Gehin, C. E. y Bartolini, C. (1970). Flysch type sedimentation in the Alboran Sea, western Mediterranean. *Nature*, 228: 5275, 979-983.
- Stow, D. A. V., Faugères, J. C., Gonthier, E., Cremer, M., Llave, E., Hernández-Molina, F. J., Somoza, L. y Díaz del Río, V. (2002). Faro-Abufeira drift complex, northern Gulf of Cadiz. En: *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics* (D.A.V. Stow, C.J. Pudsey, J.A. Howe, J.C. Faugères, y A.R. Viana, Eds.). Geological Society, London, Memoirs, 22: 137-154.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B., Masson, D. G. (1997). The most recent megaslides on the Canary Islands: the El Golfo Debris Avalanche and the Canary Debris Flow, west El Hierro Island. *Journal Geophysical Researches*, 102: 20305-20323.
- Vázquez, J. T. (2001). *Estructura del margen septentrional del Mar de Alborán*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 422 p.
- Velasco, J. P. B., Baraza, J. Canals, M. y Balón, J. (1996). La depresión periférica y el lomo contourítico de Menorca: Evidencias de la actividad de corrientes de fondo al N del Talud Balear. *Geogaceta*, 20, 2, 359-362.

II

GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

II A DOMINIOS TERRESTRES





EL MACIZO IBÉRICO

A. Martin-Serrano¹ y E. Molina²

(1) Instituto Geológico y Minero de España. La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid).

E-mail: a.martinserrano@igme.es;

(2) Dpto. de Geología. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca. E-mail: emoli@usal.es

1. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

El Macizo Ibérico (Lautensach, 1966) está constituido por materiales premesozoicos que desde el noroeste dibujan un arco que se prolonga al resto del territorio mediante estructuras de rumbo general NO-SE. En el este se sumergen bajo los sedimentos más modernos que ocupan la mitad oriental de la Península, y en el sur, quedan interrumpidas por el valle del Guadalquivir. Se trata de un viejo zócalo, que es el soporte estructural de todo el edificio ibérico y fue llamado Hespérides por E. Hernández-Pacheco (1932). El citado autor, introduce el término Macizo Hespérico para englobar al basamento prealpino y a las depresiones cenozoicas que lo circundan. El concepto de Meseta, acuñado más tarde por Solé (1952), podría ser considerado una sustitución morfológica de dicho término.

Su relieve, aunque incluye extensas áreas aplanadas, es fundamentalmente montañoso, con una altitud media superior a la media peninsular (660 m). presenta una alineación montañosa central de dirección ENE-WSW (Sistema Central) que es divisoria de dos territorios dispuestos según una relativa simetría geográfica puesto que sus extremos respectivos están constituidos por bordes montañosos: el septentrional (Montañas galaico-leonesas y Cordillera Cantábrica) alto y quebrado, y el meridional (Sierra Morena) más bajo y alomado.

La climatología e hidrografía mantienen una estrecha relación con su posición dentro del contexto peninsular, relativamente oceánica en su totalidad, y con su orografía: muy húmeda en todo su borde septentrional y algo húmeda en el resto. Su red hidrográfica está organizada en función de esa disposición orográfica con todos los grandes colectores fluviales vertiendo hacia el Océano Atlántico y al Mar Cantábrico. Los ríos Duero, Tajo y Guadiana se dirigen al oeste en un recorrido largo y organizado paralelamente entre sí y al sistema orográfico central. Los cursos periféricos de los bordes montañosos septentrional y meridional son cortos y perpendiculares a los ejes montañosos. Toda la red tiene una alimentación fundamentalmente pluvial, considerablemente más elevada en el norte.

El Macizo Ibérico que forma parte de la cadena varisca europea, se encuentra dividido en varias zonas con cierta homogeneidad estratigráfica, metamórfica, magmática y tectónica (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974 y Farias *et al.*, 1987). Son Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona Centro-Ibérica, Zona de Galicia-Tras-os-Montes, Zona de Ossa-Morena y Zona Surportuguesa.

La Zona Cantábrica que es litoestratigráficamente compleja, con series monótonas pizarroso-grauváquicas del Precámbrico y alternancia de formaciones carbonatadas y silicicísticas del Paleozoico, no tiene metamorfismo regional. La zona Asturoccidental-Leonesa es silicicística, fundamentalmente esquistosa, con metamorfismo regional y magmatismo importante en el sector gallego. La Zona Centro-Ibérica presenta un Dominio de Pliegues Inclinados con los neises porfiroides de la Formación Ollo de Sapo y otro de Dominio de Pliegues Verticales cuya litología predominante son las pizarras, grauvacas y cuarcitas con

metamorfismo epizonal, éstas con un papel preponderante puesto que es la que dibuja la estructura regional. Al mismo tiempo, existe una gran profusión de rocas graníticas en sectores como el Sistema Central y Los Pedroches. La Zona de Galicia-Tras-os-Montes, ubicada en el noroeste, es una gran lámina alóctona superpuesta sobre la zona anterior con dos dominios diferenciados: el Domino Esquistoso de carácter para-autóctono y diferentes grados de metamorfismo e intrusiones graníticas, y el Dominio de los Complejos Alóctonos con predominio de rocas máficas, ultramáficas.

En el sur, el batolito de Los Pedroches marca el límite de las dos subdivisiones más meridionales, la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa. La primera está limitada por la Cizalla de Badajoz-Cordoba y por el Cinturón Metamórfico de Aracena, aflorando en el núcleo de dos grandes antiformes de rocas precámblicas muy deformadas. Esta Zona está definida por amplias estructuras de materiales pizarrosos, cuarcíticos y rocas plutónicas. La Zona Sur-Portuguesa es la más meridional de las que constituyen el Macizo Ibérico, con plutonismo en su límite septentrional, potentes y monótonos conjuntos de pizarras y areniscas y el Complejo Vulcanosedimentario de la Faja Pirítica, dónde se ubican los mayores yacimientos de sulfuros masivos del mundo.

La mayoría de los sedimentos posthercínicos que afloran más o menos dispersos sobre el Macizo Ibérico, son de edad cenozoica. El registro sedimentario más antiguo (precenozoico) se sitúa preferentemente en una aureola periférica. Las terrazas y aluviones ligados a la red fluvial apenas si tienen representación.

Ante esta situación, resulta lógico suponer que durante largo tiempo este viejo zócalo ha estado emergido, y en consecuencia expuesto a la erosión, en el Mesozoico y también en el Cenozoico que es cuando se individualizan las grandes cuencas de la Meseta.

2. EL REGISTRO SEDIMENTARIO Y LAS PALEOALTERITAS. INDICADORES PALEOAMBIETALES Y GEODINÁMICOS

2.1. EL MESOZOICO

El Mesozoico es un periodo muy peculiar en la historia geológica peninsular puesto que con él terminan una situación geotectónica distensiva y unas condiciones climáticas sin recurrencia en el Cenozoico.

La actual configuración orográfica del Macizo Ibérico comienza con su fragmentación tardíavarisca. En la primera mitad del ciclo alpino el relieve de dicho macizo queda prácticamente reducido a la condición de penillanura pues desde el Triásico la evolución morfológica está marcada por una progresiva degradación altimétrica del área fuente. En el Jurásico se instala una duradera y estable plataforma continental carbonatada prolongada hasta el Cretácico e interrumpida por frecuentes irrupciones sedimentarias de facies continentales (Purbeck, Weald, Utrillas, Areniscas de Bucaço, Silíceas de Salamanca). Dichas facies constituyen una fuente de información importantísima del área emergida.

Mediante los indicadores paleoclimáticos del registro mesozoico, en concreto de su última etapa, se entienden algunos de los rasgos fundamentales del relieve del Macizo. La placa ibérica, de contorno triangular muy semejante al actual, ocupaba una posición insular en el Tethys mesozoico sujeta a importantes transgresiones favorecidas por fenómenos eustáticos y tectónicos. En esas condiciones de insularidad la climatología que tuvo que ser extremadamente benigna, se vio favorecida por la latitud, aproximadamente sobre el Trópico de Cáncer. Dichas circunstancias pueden constatarse en el registro geológico, con la presencia de fósiles típicos de aguas cálidas (orbitolíndos, rudistas, etc.) y el propio carácter del depósito (calizas) que dibuja el cinturón del mar tropical cretácico (Rat, 1982).

Las condiciones climáticas anteriores también están señaladas en los sedimentos procedentes del continente. Éstos, son depósitos de carácter más o menos caolinítico y ferruginoso y corresponden por tanto a facies siderolíticas que se interpretan como consecuencia del desmantelamiento de mantos de meteorización de ambientes tropicales. Este tipo de materiales implican áreas fuentes con calor, lluvia y buen drenaje, y una cubierta vegetal continua que mantiene los suelos. En tales condiciones biostásicas se favorece una meteorización muy activa y completa que da lugar a la eliminación de los productos solubles por lavado, mientras que el regolito conserva un material terrígeno residual sumamente maduro: fragmentos de minerales resistentes, fundamentalmente de cuarcita, cuarzo, y arcillas muy desilicificadas (caolinita) acompañadas de óxidos e hidróxidos de elementos metálicos (hierro y aluminio).

2.2. EL CENOZOICO

Durante el Cenozoico cambia la fisonomía del Macizo Ibérico. Los grandes accidentes geográficos del mismo son el resultado de la superposición de distintas deformaciones alpinas. Aunque se han constatado perturbaciones mesozoicas, los cambios importantes se producen durante el Terciario. Aparecen territorios montañosos y áreas deprimidas. Las superficies de erosión se fragmentaron en bloques que fueron elevados o hundidos diferencialmente, dando lugar a las citadas masas montañosas y a las depresiones cenozoicas. Los accidentes geográficos y/o geológicos más visibles del Macizo están relacionados con la fracturación tectónica.

Desde el punto de vista sedimentario, el suceso más sobresaliente es la individualización de sus cuencas interiores. Por eso, el conocimiento del Cenozoico se resuelve a través de su estratigrafía, coetánea o no, de esas cuencas continentales y de algunos lugares del litoral atlántico. En su interior, lo común es que la sedimentación cenozoica sea variada, aislada, dispersa, azoica, con malas condiciones de observación yemplazada en posiciones morfoestructurales diversas. Es un complejo rompecabezas de afloramientos que son la respuesta de los continuos cambios en su fisonomía como consecuencia de la tectónica alpina. El resultado es que la reconstrucción de la estratigrafía regional se ha servido de los recursos más dispares y el resultado ha sido casi siempre controvertido.

2.3. PALEOALTERITAS Y CORRELACIÓN

La dificultad para reconocer los depósitos cenozoicos algunas veces puede paliarse mediante el análisis detallado de las paleoalteritas. Dicho estudio proporciona datos paleoclimáticos, paleohidrológicos y paleopaisajísticos en general, porque los distintos tipos de alteritas están estrechamente relacionados con la evolución geológica regional. En este tipo de contexto geológico los perfiles de alteración son un vínculo excepcional entre el área fuente y su cuenca de sedimentación y pueden llegar a ser un elemento de correlación estratigráfica muy importante. Pero además, esa correlación puede extenderse a los distintos elementos morfológicos que constituyen el relieve del área fuente, por lo que las superficies de erosión pueden llegar a ser datadas de esta manera (Martín-Serrano, 1991a).

Para los estudios geomorfológicos regionales en el zócalo, las alteritas constituyen un elemento de correlación muy importante. Su estudio debe unirse al de las áreas de sedimentación próximas, ya que si existen restos de alteritas en el Macizo, el mayor volumen de ellas forman parte de los depósitos que rellenan las cuencas, pues allí se acumulan una vez erosionadas. En cierto modo, a través de las paleoalteraciones cabe la posibilidad de vincular Geomorfología con Estratigrafía, el área fuente con la zona de sedimentación circundante.

En muchos lugares del borde Este del Macizo Ibérico se encuentran los restos de una antigua superficie anterior a las principales fases de la orogenia Alpina. El rasgo más característico de esta superficie es que aparece desarrollada sobre la siguiente secuencia de procesos, descritos de base a techo:

- un zócalo fuertemente alterado con enriquecimiento en caolinita a techo
- una cobertura de carácter siderolítico, que puede o no existir, sobre la alteración del zócalo
- un importante proceso de silicificación por ópalo CT que afecta al techo del zócalo alterado y/o de la serie siderolítica y que aparece relacionado con removilizaciones de oxihidroxidos y concentraciones de minerales del grupo alunita-jarosita.

Los datos obtenidos a partir de estos últimos minerales indican una edad para la superficie de al menos 65 M.a (Blanco *et al.*, 1982) y unas condiciones fuertemente ácidas que alteraron incluso a las propias caolinitas. Se puede establecer una relación más o menos directa entre la alteración del zócalo y la serie siderolítica de posible edad mesozoica s.l. pero la gran silicificación se superpone a lo anterior y es la que identifica los restos de esa superficie. Directamente sobre ella, y en discordancia, se apoyan los sedimentos del Paleógeno.

Por su parte, los sedimentos que rellenan las cuencas terciarias del interior del Macizo Ibérico suelen presentar un carácter más o menos arcónico en función de su área fuente, con una fracción fina rica en filosilicatos del grupo de las illitas-micas y cloritas. Una vez depositados, estos materiales han sufrido impor-

tantes transformaciones que han dado origen a la aparición de minerales nuevos por procesos complejos de diagénesis, principalmente disoluciones, neoformaciones, transformaciones y reemplazamientos.

En la fracción fina de muchas areniscas paleógenas, las transformaciones más llamativas han sido principalmente dos: un reemplazamiento de gran parte de los silicatos heredados por carbonato de Ca y Mg y la neoformación *in situ* de un silicato fibroso (palygorskita). En estos procesos la porosidad ha jugado un papel principal condicionando el carácter geoquímico y la polaridad del proceso (Varas y Molina, 2004).

Los sedimentos neógenos son en general más heterogéneos. Aunque son abundantes las areniscas arcosas, son frecuentes los conglomerados de cuarcitas y cuarzo, las arcillas, las calizas, los yesos y otras evaporitas. Aquí, las transformaciones mineralógicas postsedimentarias también han sido importantes pero las condiciones geoquímicas parecen ser más variadas.

En los bordes de las cuencas de sedimentación de tipo pizarroso y cuarcítico han dominado los procesos de alteración de tipo ácido lo que ha originado:

- argilización de la mayor parte de los clastos de pizarra que ahora forman la fracción fina del sedimento,
- como consecuencia, una concentración relativa de los resistentes principalmente cuarcita y cuarzo en las fracciones gruesas,
- generación de minerales del grupo del caolín y la movilización de los oxihidróxidos de Fe.

La abundante presencia de arcillas entre los clastos de las fracciones gruesas y su falta de estructuras sedimentarias han hecho que algunos autores interpretaran estos materiales como depósitos de fanglomerados. Sin embargo hoy se sabe que son debidos a antiguos abanicos aluviales que han sufrido importantes transformaciones por procesos de alteración donde los clastos de pizarra depositados han sido transformados en la masa arcillosa intergranular.

En los bordes de tipo granítico, migmatítico o gneísico las transformaciones mineralógicas son menores; aquí no se da el carácter ácido por la presencia de bases e incluso pueden aparecer carbonatos generados por la propia alteración. En el interior de las cuencas los materiales neógenos presentan importantes neoformaciones y reemplazamientos encontrándose silicatos fibrosos (palygorskita y sepiolita), sílice en diferentes formas (cuarzo fibroso, ópalo) y distintos tipos de carbonatos y evaporitas.

Al final de los tiempos neógenos y asociado con el inicio de la red fluvial actual aparecen unas superficies de piedemonte conocidas como superficies de la Raña que se encuentran especialmente desarrolladas al Oeste de la Península. Bajo estas superficies el perfil tipo que aparece es un basamento varisco más o menos alterado y una cobertura detrítica de cantos y bloques de cuarcita y cuarzos engastados en una masa arcillosa ocre y/o roja con diferente contenido en limo y arena. En los perfiles de alteración del basamento se observan los siguientes hechos:

- el contenido en minerales heredados alterables (plagioclasas, cloritas, biotitas, etc) se reduce hacia techo apareciendo nuevos minerales como esmectitas, caolinitas y oxihidroxidos de Fe
- hay una progresiva disminución de la densidad aparente y un aumento de la porosidad total de la roca alterada hacia techo; sin embargo la densidad real de los materiales varía poco

En la cobertura detrítica los dos procesos de alteración más importantes son la ferrólisis (Brinkman, 1970) y la xerólisis (Chaussidon y Pédro, 1979); la primera se desarrolla dentro del propio depósito y la segunda en superficie. La ferrólisis lleva consigo la acidificación del medio 1) por liberación de Fe^{2+} en la hidrólisis de los minerales primarios, 2) la oxidación del Fe^{2+} Fe^{3+} , y 3) la hidroxilación del Fe^{3+} con liberación de H^+ que acidifican el medio. La xerólisis consiste en la dissociación por desecación extrema de las moléculas de agua que quedan en los microporos a medida que ésta es evaporada. Se puede llegar de nuevo a una hidroxilación de los minerales de las paredes de los microporos y la liberación de H^+ que acidifican el medio. En ambos casos se produce movilizaciones de oxihidróxidos y destrucción de minerales, inclusive de las caolinitas. Esto es especialmente visible, por ejemplo en las superficies de la Raña y de las antiguas terrazas de muchos ríos (Molina y Cantano, 2002).

Los procesos de humedecimiento y secado repetidos en el tiempo facilitan la oxidación y reorganización interna de los oxihidróxidos de Fe, lo que origina el paso de amorfos a minerales cristalizados (goethita y hematites) que se manifiesta también en un cambio de tonos desde ocres a intensamente rojos.

Sobreimpuesto a todos los procesos descritos anteriormente, en muchos lugares de nuestra Península se produce en la actualidad un reemplazamiento por carbonato de Ca y Mg de los minerales primarios. Consiste en una sustitución, más o menos isovolumétrica, de los minerales primarios por el carbonato que origina una conservación de muchas de las estructuras heredadas.

En el caso del reemplazamiento del cuarzo o de un silicato por carbonato un factor fundamental es la accesibilidad del sistema de alteración a una fuente de CO₂ (atmósfera, materia orgánica en descomposición, etc) más o menos permanente. Si el sistema es abierto (fuente continua de CO₂) el reemplazamiento se hace bajo condiciones no muy alcalinas, lo que permite que minerales como el cuarzo puedan resistir la alteración. Si, por el contrario, el sistema de alteración es cerrado y queda desconectado de la fuente de CO₂, se pueden alcanzar condiciones de alcalinidad fuertes (pH > 8.5) que hacen que incluso el cuarzo pueda ser disuelto. Este es el principal mecanismo en la génesis de las costras calizas, tan abundantes en muchas zonas de Macizo Ibérico.

3. EL RELIEVE Y SUS ELEMENTOS DE CORRELACIÓN. PRINCIPALES TIPOS

El registro cenozoico sobre el Macizo Ibérico es escaso, disperso e irreconocible, por lo que su correlación con el registro estratigráfico del litoral atlántico y de las grandes cuencas de la Meseta es fundamental. Para ello su relieve puede ser un buen vínculo, y a las paleoalteritas, su nexo de unión. Ese proceso de vinculación conlleva a relaciones, interdependencias, dependencias y sucesiones que desvelan muchas circunstancias de su evolución geológica, de la historia de su paisaje (Martín-Serrano, 1991a).

Las superficies de erosión constituyen el elemento de referencia principal, el punto de partida de su relieve actual y también del que hubo durante el Cenozoico, pues suelen ser previas a la nueva orografía generada por las deformaciones alpinas y, por tanto, son consideradas mayormente correlativas al registro de sedimentación mesozoica.

Otros elementos geomorfológicos importantes tienen su origen en la tectónica alpina que llo afecta durante el Cenozoico. Son: pequeñas sierras alargadas según el rumbo de las estructuras geológicas variscas; grandes bloques montañosos delimitados por contornos poligonales de origen tectónico que a su vez, y a escala mayor, definen las cordilleras mas importantes; y profundas incisiones provocadas por la red fluvial (Figura 1). La génesis de cada uno de ellos es independiente, aunque algo interrelacionada y sucesiva a lo largo de todo el Cenozoico, lo que se deduce a partir de la estrecha correlación que cada uno mantiene con una o unas determinadas formaciones o unidades cronoestratigráficas. De esta manera, los relieves diferenciales o de resistencia a la erosión están ligados a las facies siderolíticas, y ambos son la herencia mesozoica al comienzo del Cenozoico; las grandes morfoestructuras en bloques se asocian a las fosas adyacentes y a las tectofacies, generalmente arcósticas, que las llenan, siendo la respuesta directa a las compresiones alpinas; la disección fluvial es la secuela de los cambios morfotectónicos anteriores y tiene en los sistemas de terrazas y, en cierto modo en las rañas, su depósito correlativo (Figura 2).

3.1. LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN

El Macizo Ibérico se encuentra afectado por arrasamientos mas o menos generalizados, pocas veces su relieve no corresponde con una penillanura. Magníficos ejemplos salpican todo su territorio: Extremadura, norte y sur de Salamanca y Zamora o la parte septentrional de Huelva. Pero esta circunstancia es extensible al resto más montañoso como Sierra Morena, Montes de Toledo o el Sistema Central, cuyas cumbres están coronadas por apllanamientos.

Antiguamente, sobre esa última cadena, se definen las primeras superficies de erosión con edades comprendidas entre el Triásico y el Plioceno. Muchos de estos afloramientos fueron entonces propuestos como principales o fundamentales. De esta consideración surge el término, con vigencia actual, de *penillanura fundamental* de Solé (1952) que es la que en cada lugar define el territorio aplanado más importante. Hernández-Pacheco (1932) ya destacó la importancia de los viejos aplanamientos del Carbonífero supe-

rior y del Triásico en la historia geológica del Macizo Hespérico. De hecho en muchos macizos antiguos europeos (Macizo Central Francés, Vosgos, Selva Negra, Bohemia) las superficies finivariscas apenas sufren modificaciones hasta después del Oligoceno (Birot, 1949 y 1970). La superficie pretriásica juega un papel preponderante en el relieve actual de la esquina oriental de Sierra Morena, pues allí el nivel orográfico relacionado con el registro neógeno tan solo forma un pequeño ángulo con dicha superficie. Exclusivamente una muy ligera modificación durante el enorme intervalo de tiempo transcurrido desde el final del Paleozoico.

El caso anterior es una excepción en el Macizo Ibérico puesto que es aceptado que la evolución morfológica durante el Mesozoico fue relativamente compleja. La incidencia de deformaciones de índole fundamentalmente epirogénico en condiciones generales especialmente distensivas (triásicas y jurásicas), tuvo que favorecer el desarrollo de vastas superficies de erosión, es decir retoques sucesivos de los viejos aplanamientos. Estas sensibles modificaciones de la superficie pretriásica, casi desaparecida del actual paisaje ibérico son las que determinan que éste sea incluido en el grupo de viejos macizos europeos atlánticos o externos (Birot, 1970).

La imagen heredada del Mesozoico es una topografía deformada y degradada numerosas veces, la suma de numerosos ciclos erosivos; es decir la de superficies que merecen la calificación de policíclicas, o mejor de superficies de regradación (Klein, 1959). En los albores del Terciario, el Macizo Ibérico estaría próximo a una peneplanicie policíclica (poligénica), a una superficie de regradación derivada de la superficie pretriásica.

Como en el Terciario, la mayoría de los aplanamientos observados en las distintas zonas del Macizo ibérico van a quedar separadas en el tiempo por el plegamiento alpino, el papel de las superficies preparoxismales en el relieve actual queda muy limitado. Por eso, Solé (1952) atribuye al Mioceno medio-terminal la edad de la *penillanura fundamental*, coincidiendo con la conclusión del relleno de las cubetas interiores de la Meseta, la última etapa importante de elaboración de dicha penillanura. Pero es indudable que aunque ha quedado bien marcada en la periferia de las mismas, no es la única etapa predominante. Lo que hay que destacar de la *penillanura fundamental* es su carácter poligénico, mejor policíclico. Simplemente, su elaboración se ha detenido en cada caso en un instante determinado.

Galicia es una región arrasada por antiguas superficies de erosión rotas y desniveladas por la orogenia alpina. El reconocimiento de las mismas es difícil

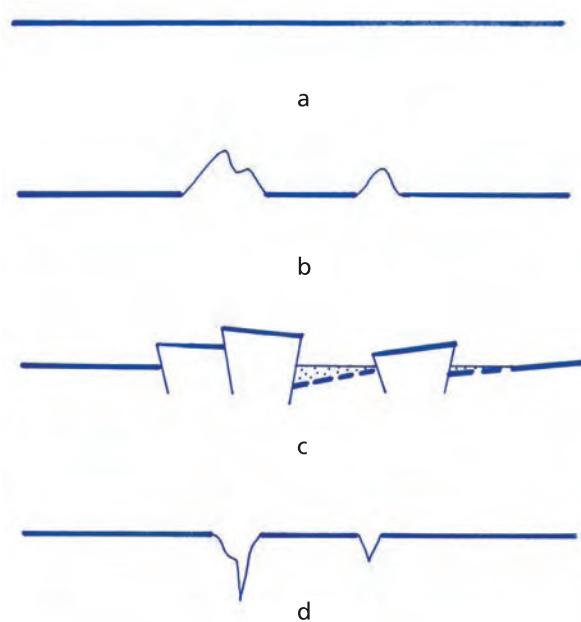


Figura 1. Principales elementos geomorfológicos del relieve del Macizo Ibérico o Hespérico.
Leyenda: a) superficie de erosión; b) morfoestructuras en bloques; c) relieves diferenciales; d) encajamientos fluviales

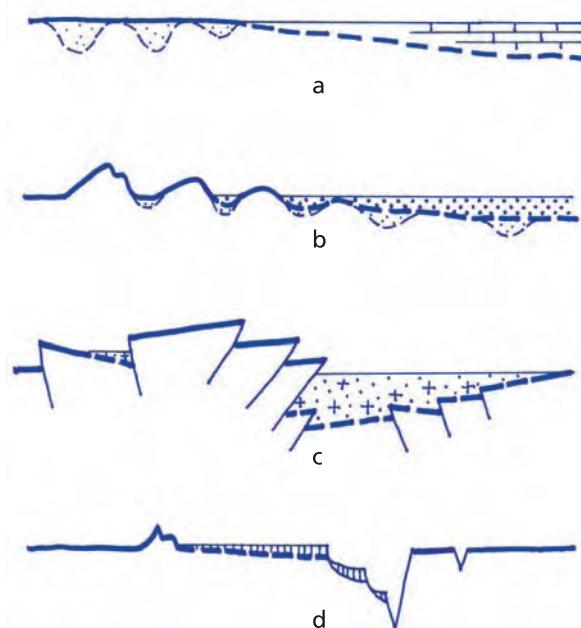


Figura 2. Correlación entre los principales elementos geomorfológicos y litoestratigráficos del relieve del Macizo Ibérico o Hespérico.
Leyenda: a) superficies de erosión/litofacies carbonatadas mesozoicas; b) relieves diferenciales/facies siderolíticas; c) morfoestructuras en bloques/arcosas; d) encajamiento fluvial/series ocres y terrazas.

dada la singular evolución tectónica y policíclica combinada. Los niveles de cumbres de las montañas galico-leonesas tienen carácter de superficie inicial, es decir, son referencia morfológica. En Galicia occidental el testimonio de la anterior superficie es posible que se encuentre a 650-800 m sobre las cumbres de la Dorsal Gallega. La superficie de erosión de Galicia central y septentrional, considerada como fundamental (Birot y Solé, 1954) ha sido atribuida al Oligoceno (Nonn, 1966). Sin embargo la identificación de un único nivel de arrasamiento principal es complicada en cualquier lugar ya que es complejo y polimorfo en sí mismo, pues aprovecha diferencialmente la dureza del substrato, dando lugar a otros elementos casi tan significativos como las superficies: los relieves residuales y los valles seniles. Sin embargo, lo común, sobre todo en Galicia occidental, es la multiplicidad de niveles o rellanos. En el contexto comarcal del Macizo de Barbanza, Pagés (1996) interpreta esta circunstancia consecuencia de una evolución policíclica iniciada en el Mesozoico.

La penillanura zamorano-salmantina que extendida al sur del río Duero, arrasa un basamento plutónico ligeramente elevado hacia el oeste, constituye una superficie de erosión antigua y degradada, que conserva un perfil muy nítido en contraste con la incisión fluvial de las Arribes. Probablemente, tal como lo expresó Solé (1958) uno de los mejores ejemplos de la por él llamada *penillanura fundamental* que en este caso y en función del registro sedimentario que llega a fosilizarla en el borde de la Cuenca del Duero, considera como preeocena. Parte de esa superficie es en realidad una superficie grabada originada por exhumación de un frente de alteración precenozoico que aparece bajo el registro sedimentario de ese lugar (García Abbad y Martín-Serrano, 1990; Molina, 1991; Molina et al., 1997). Fragmentos más o menos aislados o reducidos de esa penillanura aparecen a lo largo de todo ese borde: pequeños testimonios de la última etapa de elaboración de la penillanura fundamental coincidiendo con el relleno neógeno de la citada cuenca, rellanos escalonados correlacionables con otros niveles de estabilización terciarios y el nivel de cumbres o superficie inicial de las sierras cuarcíticas (Sierra de la Culebra), el testimonio de un arrasamiento aún más antiguo (Martín-Serrano, 1988a).

El Sistema Central queda definido en una superficie de cumbres con rasgos de penillanura, heterócrona y poligénica, una superficie de Paramera o de Meseta de iguales características en los rellanos o divisorias secundarias y una rampa de piedemonte o pediment (Pedraza, 1994). La edad de estos aplanamientos siempre ha sido objeto de controversia. Muchos han reconocido superficies antiguas (superficie de *tronco fósil* de Schwenzner, 1937) pero las definen como fosilizadas y sustituidas por arrasamientos más modernos. Mientras esta última, la planicie generatriz que define las cumbres es considerada como intraterciaria, a las distintas planicies de Meseta generadas por evolución policíclica posterior se las atribuye, obviamente edad más moderna. Para Solé (1952) la superficie generatriz y fundamental es finimiocena, y el resto dislocaciones posteriores de la misma. Por el contrario Pedraza (1978) estima que es premiocena (prearcosíca) y, Schmieder (1914), Hernández Pacheco (1932) y Garzón (1980) la consideran finicretáctica.

Ante la falta de registro estratigráfico de referencia, las estimaciones cronológicas de los restos de la penillanura fundamental en el Macizo Ibérico meridional son bastante especulativas. Mientras que en Cáceres se atribuye al Plioceno (Gómez Amelia, 1985), junto a la depresión del Guadiana se considera pre-paleógena (Molina et al., 1986). En ese último lugar se aprecian varias situaciones: arrasamiento previo, pues está recientemente exhumada, coronando rellanos de algunos umbrales emergentes entre el registro sedimentario o, sobre los bordes de la cuenca rasante con el techo sedimentario de la misma. Ambos casos constituyen estimaciones poco rigurosas dada la poca fiabilidad cronoestratigráfica de referencia.

En los Montes de Toledo existe un desdoblamiento de la penillanura fundamental en una superficie inicial más antigua y elevada, constituido por la línea de cumbres (Figura 3), y otro más moderno y hundido determinado en sus valles internos y en su periferia, especialmente espectacular sobre la plataforma plutónico-metamorfica de Toledo. Aunque no existen referencias cronoestratigráficas claras, es factible el considerarlas preterciarias y terciarias respectivamente.

El desdoblamiento anterior también se encuentra definido en el borde suroriental de Sierra Morena (Sierra del Relumbrar) donde queda fosilizado por sedimentos triásicos (Nozal, *in lit.*). En esa comarca donde siempre fueron frecuentes las citas a la superficie pretriásica (Solé, 1952, Chaput, 1971) se constata irrefutablemente la antigüedad que tienen algunas superficies del Macizo Ibérico. Sin embargo lo más frecuente de Sierra Morena es la proliferación de escalones de evolución policíclica colgados en relieves residuales e interfluvios. Se han identificado posibles superficies de erosión terciarias en Santa Olalla, Ventas Quemadas, Los Pedroches y Santa Elena (Rodríguez Vidal y Díaz del Olmo, 1994); otras, claramente preneogenas se citan junto al Guadalquivir (Viguier, 1974) .

3.2. RELIEVES DIFERENCIALES O DE RESISTENCIA A LA EROSIÓN

Las discretas alineaciones montañosas de rumbo NO-SE que tienen una orientación transversa a la que presentan sus relieves más importantes, originan montes isla o *inselbergs* y relieves residuales alargados. Cuando se produce una alternancia de materiales más o menos resistentes a la erosión que además es repetida por el plegamiento, aparecen magníficos modelados de relieve apalachiano o seudoapalachiano.

Todo el Macizo Ibérico está surcado por relieves de esta naturaleza. En el Noroeste abarcan una amplia franja suavemente arqueada, transversa al gran abovedamiento montañoso del antiguamente llamado Macizo Galaico-Duriense (Ancares, Caurel y Montes de León), determina que su significación morfológica y orográfica quede diluida en los lugares más elevados, donde quedan restringidos a discretas elevaciones (sierras del Eje, del Cañizo, de la Cabrera y del Teleno) en lo más alto de la cordillera. Las alineaciones más occidentales son cortadas por el Miño y el Sil e interrumpidas por la fosa de Monforte de Lemos, donde afloran semisepultadas por los sedimentos cenozoicos que contiene (Sierra de Moncay). En esa zona la amplitud de la estructura hercínica que se abre hacia el sureste, determina en su modelado ya ciertos rasgos apalachianos. Estos, son ya especialmente destacados al otro lado de la elevación galaico-castellana, junto



Figura 3. Línea de cumbres en los Montes de Toledo

a la Depresión del Duero. Allí, sobre la Sierra de la Culebra, se manifiesta un magnífico relieve de este tipo, inclinado y escalonado por fragmentación tectónica que afecta al nivel de arrasamiento inicial o de cumbres. Todo él acaba desapareciendo por enterramiento bajo el registro sedimentario de ese borde oeste de la Cuenca del Duero.

Este relieve ubicado entre Sanabria y Sayago está definido por dos entrantes peneplanizados de la Depresión del Duero a modo de prolongación de su altiplanicie general. Se trata de un relieve esencialmente diferencial, bastante respetado por los desniveles originados por eventos tectónicos más recientes. Es un modelado formado por el contraste de dos elementos principales: elevaciones alargadas y niveladas de cuarcita armónica constituyendo los flancos de las megaestructuras regionales, y unas zonas aplanasadas de gran extensión superficial que ocupan el núcleo de dichas estructuras. Estas últimas zonas que constituyen la penillanura fundamental zamorana de Solé (1958), son en detalle un modelado confuso constituido por varias superficies de erosión (Martín-Serrano, 1988). Los pliegues apretados e isoclinales de la fase de deformación varisca o hercínica más intensa, dan lugar a elementos morfológicos de carácter diferencial y orden menor. Por este motivo, los grandes volúmenes montañosos se definen en detalle y en función de la litoestratigrafía paleozoica, en un relieve quebrado en alternancias de lomas y pequeñas sierras cuarcíticas y depresiones pizarrosas de extensión superficial variable. Por tanto, los rasgos estructurales de las dos fases variscas condicionan el relieve a dos escalas diferentes. Por eso se trata de una orografía basada en la diferente resistencia a la erosión de los materiales del basamento. Por la nivelación de las cumbres de la sierras, este modelado diferencial tiene carácter apalachiano pero con las peculiaridades propias impuestas por la complejidad estructural de su geología varisca (Martín-Serrano, 1991a).

La región central presenta la importante irrupción alpina del Sistema Central, transverso al rumbo general de su estructura geológica. Las principales elevaciones montañosas coincidentes con la orientación varisca, están constituidas por discretas y alargadas sierras determinadas por franjas de estructuras simples (sinclinales y anticlinales). En Salamanca están bien representadas por las pequeñas sierras del Siervo, La Peronilla y Torralba, continuadas al otro lado de la Fosa de Ciudad Rodrigo en las de Tamames y Peña

de Francia. En Extremadura, estas mismas morfoestructuras se prolongan por el sinclinal de Cañaveral, para alcanzar, sin interrupción, Las Villuercas, ya parte integrante de los Montes de Toledo, la mejor representación de modelado apalachiano peninsular. Éstos últimos constituyen un conjunto montañoso de poca elevación situado en el borde centro-occidental del Macizo Ibérico con dos conjuntos principales: Las Villuercas y los Montes de Toledo propiamente dichos. Sus límites oriental y septentrional, están bien definidos por la llanura cuaternaria de la Mancha y por el basamento arrasado de la mitad sur de la provincia de Toledo respectivamente. Sus bordes occidentales y meridionales son más difusos pues son regiones de relieve moderado en transición a la penillanura extremeña, donde se desflecan en otras sierras menores (San Pedro, San Serván, de la Ortiga, de la Mosca, etc.).

El rumbo general N120 de las sierras es el que tiene la geología varisca que toma como referencia la disposición de las cuarcitas del Arenig, manifestándose en pliegues de dirección NO-SE a E-O con recorridos kilométricos afectados en mayor o menor grado por deformaciones tardías. El estilo y la geometría de los pliegues varía en función de la litología, y la amplitud y longitud de onda de los mismos está condicionada por el espesor de las capas. Por ello, el nivel de *cuarcita armoricana*, de hasta 350 m de potencia, determina fuertemente toda la estructura del resto del Paleozoico, constituyendo el armazón estructural de la región y, condicionado por la erosión diferencial, el relieve de la misma. Los pliegues que dibujan estas cuarcitas son de tipo concéntrico poco apretados. La segunda fase varisca no tiene manifestación como tal en esta región, pero sí la tercera, que da lugar a una deformación heterogénea producida por un acortamiento E-O, con pliegues con aspecto de domos y cubetas de dirección submeridiana y una importantísima fracturación de componente direccional, NNE a NE (dextrás) y NNO a NO (senestras) (Vegas y Roiz, 1979).

La tectónica alpina tiene una implicación regional muy localizada, traducida esencialmente a un importante accidente alpino que con dirección N70E a E-O y bloque hundido al sur, levanta el macizo del Rocigalgo (1448 m) casi 500 m por encima del horizonte marcado por la línea de cumbres y condiciona los depósitos terciarios de la depresión del Guadiana en el sector Madrigalejo-Castilblanco y de la depresión de Anchuras (Nozal, 1985).

La cuarcita armoricana es la que origina las alineaciones montañosas y éstas se corresponden con los flancos de las estructuras sinclinales y anticlinales dando lugar a *sierras cuarcíticas* (1000-1100 m) con su línea de cumbres que es el testimonio de un arrasamiento general antiguo. Las pizarras, esquistos y grauvacas, afloran en los núcleos de estas estructuras dando lugar a las zonas más deprimidas, es decir *depresiones internas*, frecuentemente tapizadas por rañas, especialmente desarrolladas en el oeste y ubicadas en los núcleos de las correspondientes estructuras anticlinales y sinclinales hercínicas.

En Sierra Morena no existe un modelado apalachiano tan generalizado. A destacar la gran *combe* anticlinal del Valle de Alcudia constituido por una alargada franja de penillanura flanqueada por sendas sierras cuarcíticas (de Puertollano y Madroña) y, muy especialmente, la pequeña Sierra del Relumbrar, en el extremo más oriental de Sierra Morena. Esta morfoestructura parte de un pliegue anticlinal hercínico, kilométrico, subvertical y con dirección general NE-SO. Su morfología en *combe*, ligeramente inclinada al noreste, que muestra la charnela parcialmente excavada en la dirección del plegamiento, constituye un magnífico ejemplo de relieve apalachiano, pues la planicie de arrasamiento se conserva como nivel de cumbres. Cerca de Alcaraz, todo él queda fosilizado bajo la plataforma tabular del Campo de Montiel.

No existen dudas sobre la vejez de este tipo de modelado. En casi todos los lugares donde aparece existe el testimonio directo o indirecto de su antigüedad. De hecho, las fallas alpinas modifican los paleorrelieves diferenciales. Son anteriores a la formación de las grandes montañas alpinas y sus fosas asociadas, en su mayoría son previos a las principales etapas de deformación alpina. Hay muchos ejemplos concluyentes. Uno de ellos, en el borde zamorano de la Cuenca de Duero, es fosilizado por depósitos que se atribuyen al Cretácico o al Paleoceno inferior (Blanco *et al.*, 1982; Molina *et al.*, 1989), otro, en el extremo suroriental del Macizo, se encuentra sepultado por formaciones triásicas (Nozal, *in litt.*).

La espectacularidad que este modelado adquiere en los Montes de Toledo induce a Muñoz (1976) opinar que el arrasamiento de las cumbres estuvo muy condicionado y se adaptó a la estructura geológica (superficies estructurales derivadas), aunque en realidad no cuestiona el desarrollo de superficies de erosión, patentes en el resto del Macizo Hespérico, independientemente del estilo de plegamiento de cada lugar, y por tanto la naturaleza apalachiana del modelado en esta región. En cualquier caso, actualmente la génesis de estos relieves se interpreta mediante erosión diferencial inducida por un rejuvenecimiento

regional (García Abbad y Martín-Serrano, 1980). Se trataría de erosión diferencial acumulada, basada en la resistencia de las cuarcitas y en la erosionabilidad por alteración sucesiva de las pizarras. El resultado es que se acentúan los contrastes orográficos entre los dos tipos de materiales (Figura 4).

3.3. EL RELIEVE TECTÓNICO

A comienzos del siglo XX ya se señalaron como alpinos los relieves más importantes del Macizo Ibérico. Se destacaron abombamientos y depresiones, atribuyendo gran importancia a ciertas franjas hundidas (Depresión Transversal Ibérica) o elevadas (Culminación principal Ibérica) que nada tenían que ver con las estructuras variscas. Para Solé (1952), la deformación principal corresponde a la Cordillera Central, y en ello incidió más tarde Alía (1976) poniendo de manifiesto la Bóveda Castellano Estremeña que supone previa al Paleógeno como consecuencia de la compresión bética.

La existencia de sucesivas "ondulaciones" orientadas aproximadamente E-O, se traduce en la existencia de distintos accidentes geográficos alternantes, muchos de ellos desglosados en bloques montañosos individualizados. Son Sierra Morena, Depresión del Guadiana, Montes de Toledo, cuencas de Madrid y Tejo-Sado, Sistema Central, Depresión del Duero y Montes Galaico-Leoneses y Cordillera Cantábrica.

Las formas dulces y redondeadas caracterizan no solo las penillanuras sino también las regiones que a distancia parecen montañosas y más que montañas parecen plataformas limitadas por bruscos desniveles (Ribeiro, 1941). La mayoría de las culminaciones orográficas están coronadas por sendos apllanamientos (Figura 5). Éstos se vieron truncados y elevados en bloques por las deformaciones alpinas, lo que originó alteraciones en la topografía heredada del Mesozoico. Con ello se creó un estilo tectónico tipo germánico, especialmente importante en la mitad septentrional del Macizo Ibérico, donde las montañas están casi siempre relacionadas con estas deformaciones frágiles, igualmente que el registro cenozoico que las circunda. En este y en otros lugares, los más importantes accidentes geográficos y/o geológicos están relacionados con la fragmentación tectónica

El Noroeste de la Península Ibérica presenta un relieve particular: un complejo rompecabezas de bloques elevados o hundidos según una orientación que pocas veces coincide con las viejas directrices de la geología varisca, incluso en aquellos sitios en que se marcan perfectamente esas directrices, como en la Rodilla Asturiana. Los retazos de sedimentos alpinos esparcidos por toda esa región se relacionan con esta compartmentación por fractura, y en la mayoría de los casos, su emplazamiento se admite en fosas tectónicas. Esta elevación montañosa que separa la Meseta del Océano se puede sintetizar en una estructura orográfica que ocupa prácticamente todo el Noroeste. Se trata de una bóveda montañosa con eje curvo y transverso al rumbo hercínico que está compartmentada por fallas asociadas. Su zona axial es una barrera de montañas con dos zonas muy bien diferenciadas: las montañas galaico-leonesas de rumbo general NE-SO y sus depre-

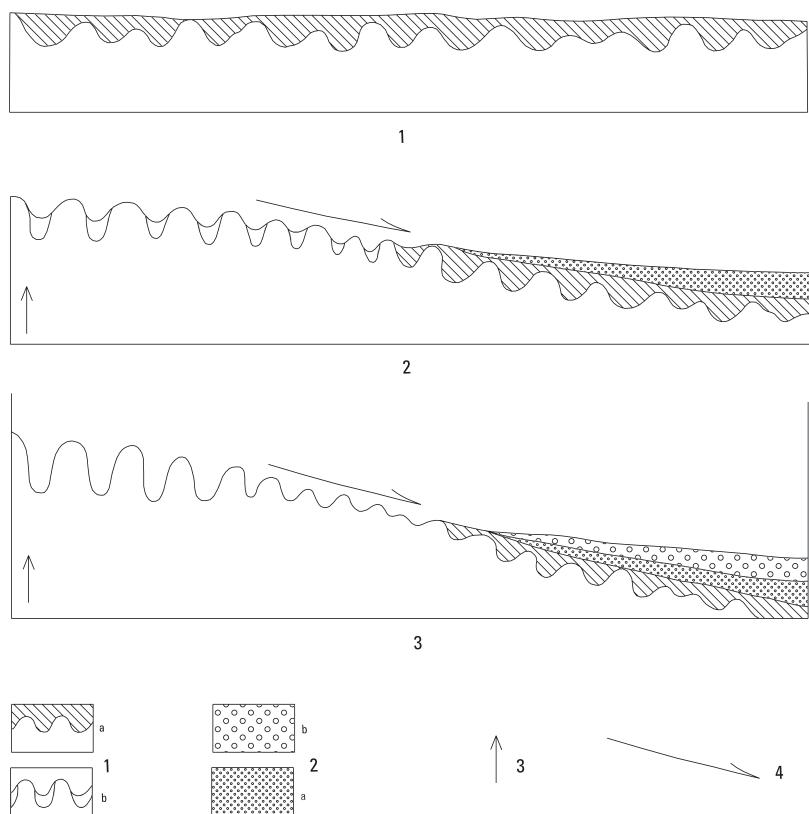


Figura 4. Génesis de los relieves residuales del Macizo Hespérico mediante procesos de erosión diferencial acumulada (modificado de Martín-Serrano 1988). 1 a y b) alteritas; 2 a y b) registro sedimentario correlativo (facies siderolíticas; 3) epirogénesis; 4) transporte de sedimentos.

siones internas, y las altas cumbres de la Cordillera Cantábrico-Astúrica dispuesta E-O. El descenso hacia el mar de esta elevación, es decir Galicia, constituye el flanco nordoccidental; el borde oeste de la Cuenca del Duero su flanco suroriental (Figura 6). Las cumbres de esta bóveda que están situadas entre los 1400 y los 2000 m, son cuerdas amplias y redondeadas, verdaderas penillanuras sobre las que aún pueden destacar algunos relieves residuales.

La simplificación topográfica tan expresiva de la figura 4 tiene interpretaciones tectónicas que se refieren a que son la terminación occidental de los relieves pirenaicos, y es el resultado de un sistema de cabalgamientos que dan lugar a una flexión litosférica y a un relieve tectónico. Por tanto, esa gran morfoestructura se resuelve mediante una amplia flexura monocinal con un importante frente de cabalgamiento, ligada al orógeno alpino (Santanach, 1994; Alonso Tejada et al., 1996).

El dominio morfostructural asturiano es un fragmento de macizo antiguo empotrado en los bordes de una cadena de plegamiento alpino. Se trata de un territorio compartimentado, con escarpes de falla bien señalados sobre la Caliza de Montaña, desniveles importantes (los 300 m entre La Marina y la Sierra de Cuera) y surcos asociados a accidentes tectónicos como Ventaniella. La organización en unidades geomorfológicas establecida por Martínez García (1981) y Bertrand y Bertrand (1984), en gran parte se fundamenta en su compartimentación alpina. Los ejemplos más notorios son el Macizo de Picos de Europa, el Reborde Litoral, el Escalón Intermedio y el Surco Prelitoral (Cuenca de Cangas de Onís, Oviedo y otras).

Los principales rasgos morfoestructurales del paisaje gallego están directamente relacionados con algunas familias de fracturas. La N-S marca un gran horst central conocido por la Dorsal Gallega, los valles alineados de la Depresión Meridiana y la propia costa atlántica. Las fallas NNE-SSO y NE-SE son las que señalan la mayoría de los rasgos geográficos del sureste gallego como las Rías Bajas. La familia ONO-ESE que se observa preferentemente en La Coruña, tiene poco relieve asociado pero importantes surcos de sedimentación cenozoica.

El Sistema Central es sin duda el modelo más conocido y estudiado. De este a oeste, Somosierra, Guadarrama, Gredos, Béjar, Peña de Francia y Gata en España, y Gardunha, Estrela y Lousá en Portugal, son bloques montañosos elevados e individualizados por escarpes de falla muy nítidos y separados por estrechos corredores tectónicos. Todas esas sierras están predominantemente determinadas por múltiples accidentes de direcciones mas o menos conjugadas pero especialmente se señalan las NE-SO y NNE-SSO. Esta última tiene su expresión morfológica más clara en los enlaces entre Guadarrama, Gredos y Gata. También están presentes la ONO-ESE (Valle de Amblés), la N-S (El Herradón) y la E-O (La Serrota).

Sobre la génesis concreta de la Cordillera se barajan distintos modelos. Los más argumentados se refieren a abovedamientos por compresiones laterales de la corteza o de movimientos complejos originados en bandas de cizallamiento intracontinental que se relacionan con las etapas de deformación alpinas mas importantes, es decir con la génesis de las cordilleras pirenaica y bética (Alía, 1976; Portero y Aznar, 1984; Warbuton y Alvarez, 1989; Vegas et al., 1990; Ribeiro et al., 1990; de Vicente et al., 1992 y 1996).

En los Montes de Toledo, los hechos decisivos de la tectónica alpina son la creación de las fosas del Tajo y de La Mancha , al norte y al sureste respectivamente, y un basculamiento general hacia esa última dirección. Existen múltiples pero pequeños desniveles sin trascendencia a gran escala. La única alteración sustancial se concreta en un importante accidente de dirección N70E a E-O que compartimenta y



Figura 5. Cumbres aplanasadas de la Sierra de Queixa (Orense); en el horizonte, separada por la Cuenca del Bierzo, la Sierra del Courel (Lugo).

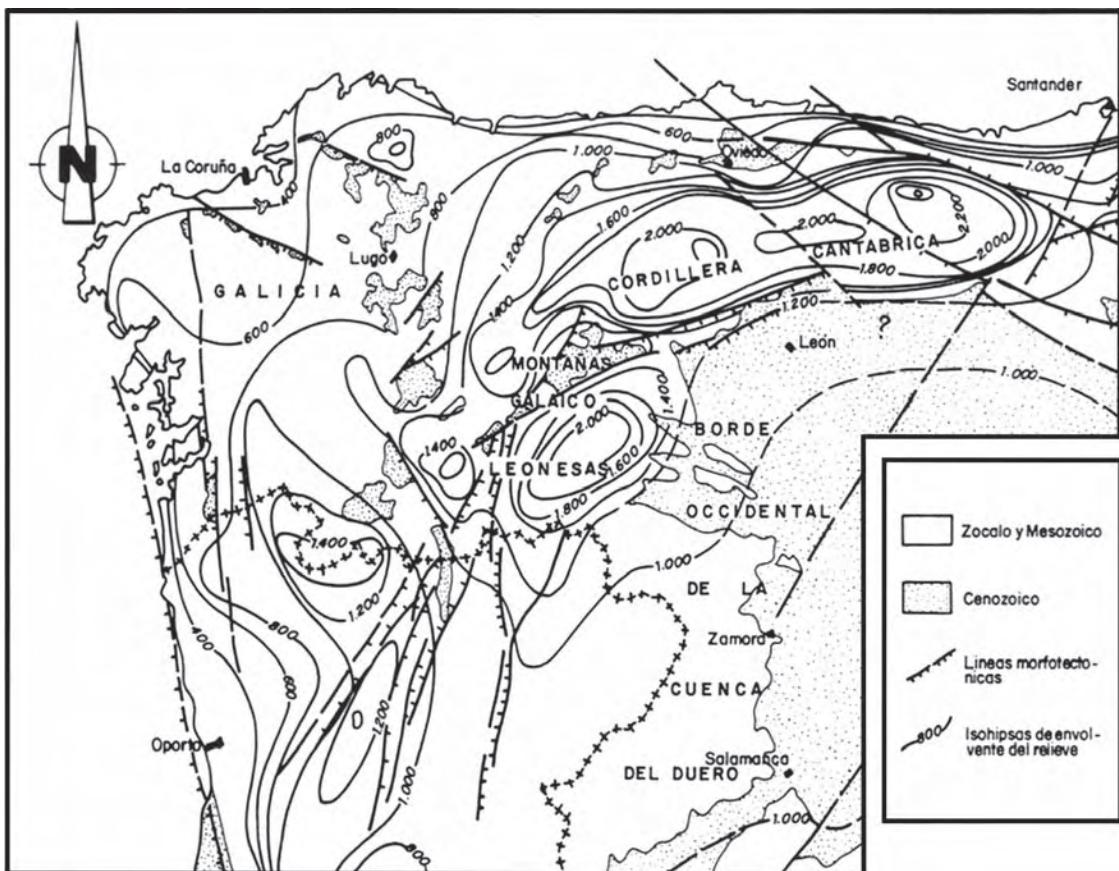


Figura 6. La bóveda montañosa del Noroeste (Martín-Serrano, 1994).

desnivela los Montes en dos dominios. Levanta el macizo del Rocigalgo (1448 m) con respecto al bloque hundido meridional, casi 500 m por encima del horizonte marcado por la línea de cumbres y condiciona los depósitos terciarios de la depresión del Guadiana en el sector Madrigalejo-Castilblanco y de la depresión de Anchuras (Nozal, 1985).

Por su condición de borde junto al gran accidente que hunde el basamento bajo la Depresión del Guadalquivir, en Sierra Morena se han citado escalonamientos y ciertos rasgos neotectónicos ubicados en su límite más meridional. Aparte de estos hechos, el rasgo más notorio de Sierra Morena es su basculamiento hacia el oeste que da lugar a que las máximas elevaciones queden localizadas en su extremo oriental.

3.4. LAS RAÑAS

El término Raña se utiliza en los Montes de Toledo y Extremadura para definir las altiplanicies pedregosas. Gómez de Llarena (1916) y Hernández-Pacheco (1912 y 1928) las describen como aluvionamientos antiguos emplazados en plataformas colgadas a gran altura sobre los ríos y sus terrazas. Las rañas se encuentran en los sectores periféricos de las cuencas o en el interior del Macizo, rellenando sus valles, constituyendo depósitos de conglomerados siliciclásticos, clastosostenidos de gran extensión superficial y escaso espesor. Aparecen formando mesas colgadas sobre los ríos actuales, a altitud y desnivel variable, en función de su posición geográfica, pero siempre en posición cimera. Se encuentran afectados por un proceso de alteración que argiliza los clastos de pizarra, disagrega los de cuarcita y arenisca reduciéndolos de tamaño, segregá y moviliza óxidos hidráticos, sílice y otros elementos químicos bajo condiciones hidromorfas, y modifica los minerales arcillosos (Molina, 1991). El resultado es un suelo muy evolucionado: ultisol/oxisol (Espejo, 1986).

Desde una perspectiva estrictamente morfológica las rañas se ubican en el techo de los piedemontes periféricos de las cuencas cenozoicas de la Meseta. Morfoestratigráficamente, se han considerado el episodio terminal del relleno, con morfología original conservada, y por tanto parte constituyente del mismo

(Bertrand y Bertrand, 1984; Herail, 1984; Martín-Serrano, 1988; Vergnolle, 1988). Asimismo se las ha diferenciado y separado tanto de los depósitos que culmina como de las terrazas fluviales que la diseccionan (Hernández-Pacheco, 1949; Pérez González y Gallardo, 1987; Pimentel y Azevedo, 1993). También es cierto que rañas y terrazas fluviales han sido confundidas. Todas las afirmaciones anteriores colocan a la Raña está a caballo entre la de la construcción del piedemonte y su destrucción; podría ser una etapa terminal del relleno, un episodio inicial de depósito ligado a la disección, o incluso un evento independiente y diferenciado. Lo que no cabe duda es que articula localmente dos episodios geodinámicos sucesivos y opuestos, de sedimentogénesis y de gliptogénesis (Figura 7) (Martín-Serrano, 1991b).

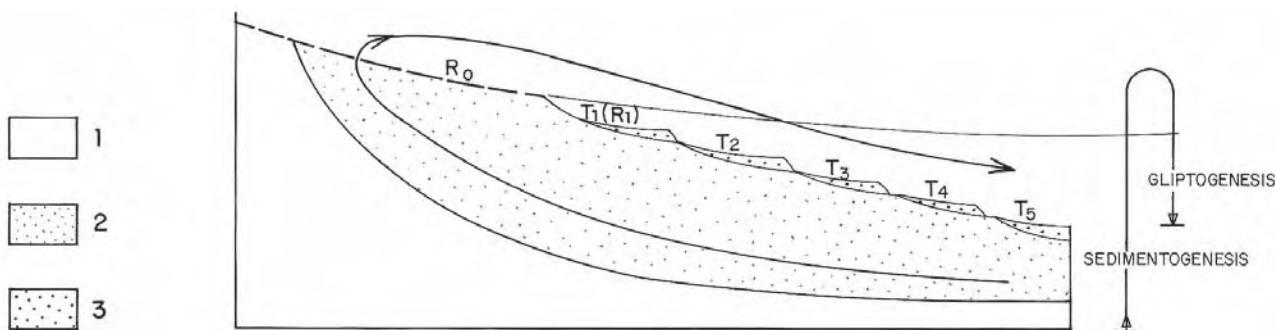


Figura 7. Posición morfodinámica de la Raña entre dos etapas de polaridad geodinámica opuestas (según Martín-Serrano, 1991b).

La Raña ha sido y es, actualmente, objeto de numerosas definiciones e interpretaciones genéticas y cronológicas. Se atribuye al tránsito Neógeno- Cuaternario por su posición cartográfica aunque no existe argumento paleontológico o geocronológico alguno. Sedimentológicamente se cree que son simples aluvionamientos de carácter fluviotorrencial mas o menos continuos (Prado, 1868; Gómez de Llarena, 1916; Hernández-Pacheco, 1912 y 1928; Vidal Box, 1944; Hernández-Pacheco, 1949; Solé, 1952; Mabesoone, 1961; Martín Escorza, 1977, Sanz, 1979, Molina, 1975; Muñoz, 1976; Vaudour, 1977; Olivé et al., 1982, Pérez González y Gallardo, 1982, etc.). Los rasgos sedimentológicos y las peculiaridades de los edáficos han dado lugar a las más diversas interpretaciones climáticas, áridas o semiáridas (Vidal Box, 1944; Hernández-Pacheco, 1949; Solé, 1952, etc.), cálidas con lluvias estacionales fuertes (Mesching, 1958; Mabesoone, 1961 y Hocquard, 1975) o crisis climática fresca coincidente con el primer pluvial villafranquense (Lautensach y Mayer, 1961; Muñoz, 1976 y Vaudour, 1977). La génesis de las rañas también se relaciona con fenómenos tectónicos finialpídicos, es decir con el levantamiento de bloques montañosos (Martín Escorza, 1977; Álvarez et al, 2004 y Vegas et al, 2004).

En la Meseta, a relieves relativamente vigorosos del Macizo Ibérico se oponen zonas deprimidas definidas por multitud de cuencas o fosas tectónicas. En la articulación morfológica entre ambas unidades se encuentra la Raña, aunque no siempre está definida por ella ya que existen piedemontes muy degradados. Ocurre junto al Sistema Central, donde las rañas sólo se conservan en Riaza, en Ojos Albos, y en el borde meridional de Somosierra (Tamajón) y en la depresión de Ciudad Rodrigo.

El límite tectónico meridional de la Cordillera Cantábrica origina en la Cuenca del Duero un piedemonte espectacular, con grandes abanicos aluviales muy planos, como el de Guardo (Palencia) con 52 km de longitud y una pendiente media de 0,007. El ángulo noroeste de ese mismo borde, al norte de León, merece el calificativo de piedemonte en grado superlativo. En ese lugar y en todos los valles del borde zamorano-leonés del Macizo (Omañas, Valduerna, Eria, Tera y Aliste) están presentes las rañas, ocupando una posición de interfluvio entre los 1000 y 1300 m de altitud que Herail (1984) llama *haute surface alluvial*. A partir de ellas, el modelado de esta región se articula en plataformas colgadas y escalonadas en geometría triangular desplegada desde los valles que drenan las montañas cercanas.

La mayor parte de la cubierta sedimentaria reciente del substrato antiguo de la Meseta meridional, la constituyen las rañas, donde pueden llegar a constituir uno de sus elementos paisajísticos más representativos, como ocurre en Extremadura y Montes de Toledo. En este último lugar constituyen extensas

Ilanuras intramontañosas, especialmente en parte occidental (Los Yébenes, Retuerta, El Robledo) dando lugar a magníficos paisajes antiguos conservados. Esta morfología, constituida por varias generaciones de abanicos aluviales casi sin encajamiento entre ellas, constituye la transición del paisaje neógeno al sistema actual de drenaje. En torno a los Montes de Toledo, las rañas constituyen una orla diluida por el este hacia la llanura manchega mientras que por el oeste queda transformada en espectaculares mesetas colgadas a más de un centenar de metros sobre los cauces de los ríos de la cuenca hidrográfica del Guadiana. En esos lugares, es donde por su extensión y por el citado grado de disección, la espectacularidad de la Raña alcanza su máxima expresión. Esas rañas (Anchuras, Puerto del Rey, Dos Hermanas y Cañamero) constituyen grandes altiplanicies (800-600 m) triangulares y digitadas por la erosión, con pendiente (0'05) dirigida hacia el surco de drenaje principal determinado por el río Guadiana (Martín-Serrano y Molina, 1989). Todas ellas, conforman un conjunto de espectaculares plataformas colgadas y disectadas entre el Guadiana y la alineación morfotectónica de Zorita-Cañamero-Puerto del Rey-Anchuras, anteriormente aludida y correspondiente al mayor accidente alpino de la región que origina la Cuenca del Guadiana y la desnivelación de la penillanura extremeña por hundimiento del bloque suroriental. Bajo todas ellas aparecen fosilizados y preservados los materiales del relleno cenozoico de dicha cuenca y también dicho accidente.

En Extremadura la presencia de las rañas es más exigua y siempre relacionada con las sierras cuarcíticas que aparecen sobre la penillanura cacereña y con los ríos Tajo (Jaraicejo, Deleitosa al sur del Puerto de Miravete) y Guadiana (borde meridional de la Sierra de San Pedro y Sierra de San Serván, próxima a Mérida).

Igualmente se consideran rañas algunas altiplanicies aluvionares de los valles apalachianos de Sierra Morena (Rumblar, Cárdoba-Montoro, etc..), relacionados con el trazado descendente del río Guadalquivir.

3.5. LA RED FLUVIAL

La organización de la actual red fluvial del Macizo Hespérico es un fenómeno prolongado y continuo que forma parte de su historia alpina de la misma forma que lo es la construcción de su orografía o el relleno de sus cuencas interiores; y todos son eventos simultáneos (Martín-Serrano, 2000). No procede hablar de reciente red fluvial o de reorganización pliocuaternaria. En algunas regiones, al Cuaternario solo le corresponde el corto episodio final de esa reorganización. El encajamiento que experimentan los ríos no es la respuesta inmediata a un generalizado y reciente evento tectónico que afecta a toda la Meseta sino la secuela del rejuvenecimiento alpino experimentado algunos millones de años antes.

Por todo lo anterior, el desarrollo y evolución de la red fluvial debe contemplarse desde una panorámica más general, la del Cenozoico. Por eso no extraña que la red fluvial de la Cordillera Cantábrica fuera definida en el Oligoceno-Mioceno, simultáneamente al levantamiento montañoso (Bertrand, 1971). Las espectaculares gargantas de los ríos Deva, Cares, Sella, etc. tienen por tanto explicación sinorogénica. Esta cordillera presenta una fuerte disimetría. Los ríos salen a la cuenca castellana a 1000 m de altitud formando valles relativamente amplios y poco encajados, con su capacidad de incisión bloqueada por la permanencia de los niveles de base a cota muy alta durante el endorreísmo terciario. En la vertiente septentrional gran parte de la incisión es terciaria. El fuerte desnivel (2000 m en 70-30 km) da lugar a ríos cortos, con perfiles acentuados y terrazas y llanuras de inundación en sus tramos finales.

Los ríos de Galicia parecen aún más antiguos. Pagés (2000) se remonta a una red finimesozoica contemporánea a la apertura atlántica proponiendo una evolución cenozoica propia con incisión, adaptación a la fracturación e importantes fenómenos de captura. Testimonios de esa primitiva red son los valles seniles, sobre la costa (Grande, Castro, Tambre, Xallas) o en el interior (Narla, Mondeo, Miño superior). Porque un hecho destacable de la morfología gallega es la independencia casi completa de la red hidrográfica en relación con las modificaciones tectónicas alpinas. El Miño después de atravesar la Terra Chá, se aparta de las otras cuencas alpinas lucenses (*¿oligo-miocenas?*) y se hunde en la inclinada *penillanura fundamental* de Galicia. La posición del Sil medio es paradójica, pues evita la cuenca de Monforte y se hunde labrando una impresionante garganta perpendicularmente a la línea de máxima pendiente de una superficie de erosión basculada hacia el norte; de igual forma algunos afluentes suyos, como los ríos Cabe y Lor inciden a contrapendiente fragmentos basculados de la penillanura anterior (Briot y Solé, 1954). No es muy arriesgado aventurar que se trata de rasgos heredados de un trazado antiguo conservado a través de fenómenos de antecedencia y / o sobreimposición. Como en Asturias, la incisión parece correlativa al rejuvenecimiento alpino, por lo que al alcanzar el Cuaternario, ésta, se encuentra ya muy definida. Este periodo produce mínimas modificaciones con valores locales de 60-80 m de encajamiento máximo.

El Sil, como otros ríos gallegos, tiene un recorrido extraño, ya que corta las montañas galaico-castellanas, labrando una garganta donde las terrazas son escasas (Figura 8) y de cronología controvertida. En 660 m de incisión se han descrito 20 terrazas erosivas, y varias superficies a cotas más elevadas aunque el primer registro sedimentario, quizás ya plioceno, aparece a 240 m (Vidal *et al.*, 1998). Las terrazas ferruginosas de La Rua (a 140-150, 70-80 y 30-40 m) son conocidas por su tectonización (Birot y Solé, 1954). Las terrazas altas de este último río, se encuentran sobre el basamento circundante entre 120 y 240 m, mientras que las medias y las bajas se emplazan sobre el relleno terciario a no más de 25 m.



Figura 8. El río Sil en la Ribeira Sacra (Orense).

Respecto a la Raña, el valor de la incisión en el Bierzo es de 400 m, y ese mismo valor en la vertiente castellana es de menos de 100 m. Ocurre como en el borde castellano de la Cordillera Cantábrica, pues los ríos se encajan moderadamente en los valles apalachianos del basamento zamorano-leonés, originando un número de terrazas progresivamente más abundante hacia el sur conforme el substrato terciario se generaliza. Aguas abajo, estas terrazas son sustituidas por una profunda garganta que el Esla incide en el Macizo.

Al sur de Zamora, los ríos inciden fuertemente en el basamento. La red de drenaje se hunde en profundas gargantas convergentes hacia la del curso principal, un tramo de cerca de 100 kilómetros de longitud denominado Arribes del Duero donde el río ahonda más de 600 m la altiplanicie fronteriza determinada por la penillanura fundamental de la Meseta (Figura 9). Algunos de los tributarios meridionales más importantes, los ríos Águeda, Yeltes y Huebra que drenan la cuenca terciaria de Ciudad Rodrigo, contrastan entre sí por el valor de diseción y por el número de terrazas. Es una disimetría este-oeste consecuencia de un proceso de erosión remontante desde el Atlántico que alcanza sucesivamente durante el Neógeno distintos sectores de la cuenca (Cantano, 1996).

En el interior del Sistema Central, los ríos forman gargantas con exiguos aluviones (Jarama, Lozoya, Alberche, Alagón, Duratón, Eresma..) y cuando alcanzan la periferia montañosa también inciden en el piedemonte rocoso (Guadarrama, Manzanares, Moros, Voltoya, Adaja y Tormes).

En la Meseta meridional, la red fluvial se suele acomodar relativamente a la estructura geológica, y sólo la corta, breve y accidentalmente, aprovechando fracturas transversas a ella, originando estrechos, pasos o portillos. Distintas circunstancias (entre otras, restos de sedimento) revelan una vieja ascendencia que ya fue puesta de manifiesto por autores antiguos. El recorrido inicial del río Guadiana por el basamento (entre Luciana y el Portillo de Cíjara) es, en opinión de Hernández-Pacheco y Cabañas (1952), un tramo fluvial de clara ascendencia Pliocena y resto de un gran río que acomodándose a la estructura varisca debía ser tributario del Tajo al correr hacia su actual posición y a mayor altitud. Suponen que la apertura del portillo en una potente barra de cuarcitas da lugar a la modificación del drenaje hacia el suroeste. Curiosamente, Hernández-Pacheco (1956) ya relaciona la Raña con este evento pues la supone como un fenómeno casi simultaneo. Mingarro (1959) va más allá, pues para él, la presencia de arcosas en ese segmento del Guadiana prueba que el flujo del valle fue hacia el este antes de abrirse el portillo, en sentido contrario al actual, ya que los afloramientos de granito se localizan al oeste y noroeste. Independientemente de su validez, todas estas interpretaciones ponen de manifiesto que desde hace tiempo algunos autores asumieron la antigüedad de la red hidrográfica en el macizo.

El río Guadiana se acomoda a la estructura geológica hasta que entra en Extremadura, después de salvar el Portillo de Cíjara. Más adelante, los nuevos pasos (bocas de Valdecaballeros y Puerto Peña) que salvan sendas alineaciones de cuarcita son interpretados por Hernández-Pacheco (1956) como fenómenos de sobreimposición y epigénesis. Pero también es probable que esos pasos ya fueran funcionales durante el Terciario tal como atestiguan los distintos relictos de sedimentos que afloran a lo largo del recorrido del río. El Guadiana ya se insinúa durante la acumulación de la Raña pues existe una relación directa entre ésta y la red fluvial actual, y tal y como implica el descenso altimétrico que en general ofrecen las rañas hacia el oeste, cuando se formaron estas, toda la red extremeña ya vertía al atlántico (Hernandez-Pacheco, 1949). La misma tendencia se observa en las rañas del Tajo cacereño, por lo que hay que suponer que hubo un flujo hacia occidente y obligados pasos o portillos. Uno de estos últimos, el Salto del Gitano, en la Sierra de Miravete, se ha considerado activo desde el Paleógeno superior (Fernández Macarro y Blanco, 1990).

Los ríos orientales de los Montes de Toledo están mucho menos encajados que los occidentales, pues aún tienen como referente el nivel de base del pasado endorreísmo manchego. A ellos apenas llegó la erosión remontante atlántica. Aprovechan la herencia neógena, modificándola mínimamente mediante algunas generaciones de abanicos aluviales débilmente escalonados hasta el aluvión holoceno. El contraste entre el Tajo que incide 300-400m en la penillanura cacereña y sus afluentes secundarios que presentan valles anchos y suaves, tiene la misma explicación anterior. Los 260-280m de encajamiento cuaternario estimados por Gómez Amelia (1985) parecen excesivos para un periodo tan corto.

El Guadiana y el Zujar se encajan sin depósitos en la penillanura sureste de Extremadura hasta que alcanzan la depresión terciaria.

El borde meridional de Sierra Morena está fuertemente incidido por los afluentes de la margen derecha del río Guadalquivir. Las más significativas son las de los ríos Tinto y Odiel al norte de Huelva, Bembézar y Guadiato al oeste de Córdoba, y entre esta última localidad y Andújar, Guadamellato y Jándula con sus afluentes (Ojailén, Montoro y Robledillo). Hacia el este, el contraste entre el paisaje meseteño, con el Guadiana en la Mancha situado a unos 600 m, y el Guadalquivir a unos 300 m en Bailén, dan lugar a un paisaje fuertemente incidido. Los ríos Pinto, Grande y de la Campana, afluentes del río Rumblar y el Guadalén con el Despeñaperros presentan significativos y vistosos encajamientos debido a ese desnivel con la campiña andaluza. En ese último, la *cluse* de Despeñaperros da lugar a un desfiladero de 400 m de profundidad, originando el singular paisaje de Los Órganos.

4. OTROS ELEMENTOS MENORES. GLACIARISMO Y KARSTIFICACIÓN

La impronta de sistemas morfogenéticos tan comunes como el glaciarismo y la karstificación es, comparativamente con las anteriores, relativamente reciente.

Los efectos del glaciarismo están restringidos al ámbito montañoso, más importantes cuanto más al norte y más al oeste. La acumulación de hielo también se vio favorecida por el relieve preglaciado y por la orientación. El periglaciarismo circundó las zonas glaciadas, y tras la retirada del hielo, ocupó su lugar. Su cronología nunca ha sido fiable pero la idea actual es que se trata de una única fase glaciar con deglaciación iniciada hace 40000-50000 años, aunque, sorprendentemente, una reciente datación (por cuantificación de isótopos cosmogénicos) establece la evolución glaciar del noroeste en los últimos 300000 años (Vidal et al., 1999).

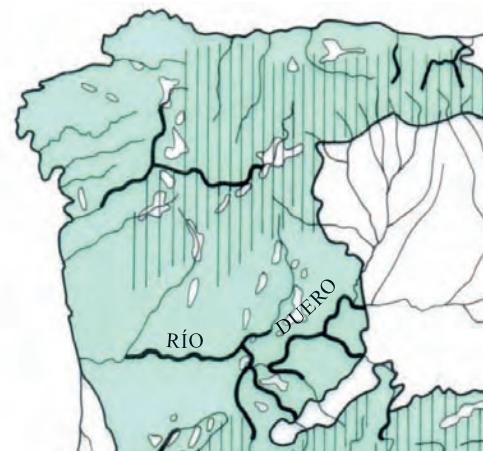


Figura 9. Principales líneas de drenaje en el oeste de la Cuenca del Duero.

Leyenda: 1, Macizo Ibérico; 2, Cuenca cenozoica; 3, Zonas Montañosas; 4, red fluvial; 5, encajamientos.

La Cordillera Cantábrica presenta vestigios glaciares a partir de 900-1200 m como en Peña Ubiña, Saliecia y Manpodre. En Picos de Europa que fue el principal foco glaciar, abundan formas de erosión pero escasean los depósitos, si exceptuamos las morrenas de los lagos Enol y Ercina a 1000 m de altitud. Por el norte el hielo alcanzó los 650 m de cota, mientras que en la vertiente meridional también hay formas y depósitos glaciares que alcanzan los 800 m de cota.

En las huellas de la ocupación glaciar de las montañas galaico-leonesas se percibe una marcada disimetría climática, lo que determina que el testimonio glaciar sea más abundante en las vertientes septentrionales y orientales, casi siempre por encima de 1400 m. Los vestigios más importantes se localizan por encima de los 1500-1600 m, sobre las sierras de la Segundera, la Cabrera y el Teleno, donde se emplazó un glaciar de plataforma aprovechando la penillanura de cumbres. Sus vertientes septentrionales conservan morrenas, cubetas de sobreescavación, umbrales sobre cuarcitas, suelos poligonales formas de solifluxión y complejos fluvioglaciares. Pero es en Sanabria (fachada suroriental) donde se conserva el testimonio más espectacular, con varios arcos morrénicos cerrando el lago a 1000 m de altitud. En torno a la cabecera del Sil existen numerosas huellas glaciares y valles de hasta 5 km de longitud (Vallegordo Omañas), sobre todo en la vertiente septentrional de la Sierra de Ancares con valles glaciares hasta los 900 m de cota (Piornedo). El glaciarismo de la Sierra del Xurés alcanza los 1000 m de altitud.

La Sierra de Gredos fue el foco glaciar más importante del Sistema Central, pero también hubo glaciares en Bejar, Serrota, Guadarrama y Somosierra. La asimetría del relieve preglaciar de Gredos condicionó la localización del hielo en el norte, pero se reconocen glaciares de valle, de ladera y de circo en ambas vertientes. Se trata de un modelado con morrenas subglaciares, extendido entre los 2300-2200 m y los 1500-1540 m (sur) o los 1380-1400 m (norte) de altitud. Las formas glaciares menores de Guadarrama se localizan entre los 2000 y los 1640 m (Hoyacerrada), y los pequeños círculos de Somosierra por encima de los 1900 m (Pedraza, 1994).

Los indicios debidos a periglaciarismo son ambiguos y difíciles de interpretar. Se han descrito en el litoral noroeste y en las montañas por encima de 700-800m. Son nichos de nivación, glaciares rocosos o fenómenos de gelifluxión y crioturbación y, especialmente, acumulaciones crioclásticas de vertiente como los canchales o pedrizas asociadas a las sierras cuarcíticas de todo el Macizo.

De manera más puntual hay que destacar el modelado kárstico. Las formaciones carbonatadas del Cámbrico Inferior, Devónico y Carbonífero, principalmente, presentan importantes modelados kársticos en zonas concretas del Macizo Ibérico. Son destacables las manifestaciones glacio-kársticas (*jous*) de Picos de Europa pero también lo es la evolución kárstica en el sector central de Sierra Morena, con la formación de poljes por debajo de las superficies de corrosión terciarias que ha tenido gran influencia en la organización de la red fluvial actual. Dolinas, lapiaces, simas y sobre todo tobas y travertinos constituyen el testimonio de estos procesos.

En muchos casos su origen es policílico como lo demuestra el hecho de que en ellas se superponen procesos de disolución, relleno de cavidades, alteración y mineralización de los materiales de relleno, nuevas disoluciones, etc. Buenos ejemplos los tenemos al norte de la provincia de Sevilla (Cerro del Hierro), en la ciudad de Cáceres, en la provincia de Ávila (cuevas del Águila), etc. Teniendo en cuenta el largo periodo de exposición del Macizo a la erosión los procesos de karstificación se han debido producir bajo diferentes climas, lo que está de acuerdo con muchas de las formas observadas como por ejemplo torres kársticas de posible origen tropical y mineralizaciones de tendencia laterítica ricas en oxihidróxidos y caolinitas. Además, la tectónica alpina ha afectado a morfologías kársticas previas como sucede en el citado Cerro del Hierro.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Alía Medina, M. (1976). Una megaestructura de la Meseta Ibérica. La Bóveda Castellano-Extremena. *Estudios Geol.*, 32, 229-238.
- Alonso Tejada, J. L., Pulgar, J. C., García Ramos, L.C. & Barba, P. (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains [NW Spain]. In *Tertiary basins of Spain*. P.F. Friend & C.J. Dabrio eds. Cambridge University Press, 214-227.
- Álvarez, J., Muñoz Martín, A., Vegas, R. y Vicente G. de (2004). Las sierras de Guadalupe y Montánchez. En: Geología de España (J. A. Vera, ed.) SGE-IGME, 629, Madrid.

Bertrand, G. (1971). Morphostructures cantabriques: Picos de Europa, Montaña de León y Palencia (Espagne du nordouest). *Revue Geographique des Pyrénées et du Sudouest*, 42, 1: 49-70.

Bertrand, G. y Bertrand, C. (1984). Des rañas aux rasas remarque sur le système montagne-piemont de la Cordillère Cantabrique Central, Espagne du nord-ouest. *Montagnes et piemonts. Revue Geographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, vol. esp: 247-260.

Birot, P. (1949). Las superficies de erosión de Portugal Central y Septentrional. *Rapport Commissions Surfaces d'Alplanissement, U.C.I., Congrès International de Geographie*, Lisbonne, 9-116.

Birot, P. (1970). *Les régions naturelles du globe*. Masson et Cie Éditeurs, 380 pp. Paris.

Birot, P. y Solé, L., (1954). Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Península Ibérique. *Mém. et Doc. du CNRS*, 4, 9-61.

Blanco, J. A., Corrochano, A., Montigny, R. y Thuizat, R. (1982). Sur l'age du debut de la sedimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paleocene por datation isotopique des alunites de l'unité inferieure. *C. R. Acad. Sci.*, 295, 259-262.

Cantano, M. 1996. *Evolución morfológica del sector suroccidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo, Salamanca*. Tesis Doctoral Univ. de Huelva, 277 pp.

Cantano, M. y Molina, E. (1987). Aproximación a la evolución morfológica de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 82, 87-101.

Haput, J. L. (1971). Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 2, 13, 55-66.

Chaussidon J. y Pédro G. (1979). Rôle de l'état hydrique du système poreux sur l'évolution du milieu : réalité de l'alteration dans les systèmes à faible teneur en eau. *Science du Sol*, 2-3, 323-337.

Espejo, R. (1986). Procesos edafogenéticos y edad de las formaciones tipo raña relacionadas con las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo. *Anales Edafol. Agrob.*, 45 (5-6), 655-680.

Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Pablo Macía, J. G. de y Rodríguez-Fernández, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Museo e Lab. Miner. Geol., Fac. Ciências, Univ. Porto*, 1, 411-431.

Fernández Macarro, B. y Blanco, J. A. (1990). Evolución morfológica de la depresión de Talaván-Torrejón el Rubio (Cáceres). *Actas Primera Reunión Nacional de Geomorfología, Teruel*, 2, 753-762.

García Abbad, F. y Martín-Serrano, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves Apalachianos del Macizo Hespérico. (Meseta Central Española). *Estu. Geol.* 36, 391-401.

Garzón, G. (1980). *Estudio Geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral Univ. Compl. de Madrid.

Gómez Amelia, D. (1985). *La Penillanura Cacereña. Estudio Geomorfológico*. Publicaciones de la Universidad de Extremadura, 297 pp.

Gómez de Llarena, J. (1916). Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo. *Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geol.*, 15, 1-74.

Herail, G. (1984). Dynamique géomorphologique et sédimentologique des piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne et gîtologie de l'or détritique. *Chron. Rech. Min.*, 474, 49-68.

Hernández Pacheco, E. (1912). Itinerario geológico de Toledo a Urda. *Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geol.*, 13, 1-46.

Hernández Pacheco, E. (1928). Los cinco ríos principales de España y sus terrazas. *Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geol.*, 36, 5-149.

- Hernández-Pacheco, E. (1932). *Síntesis fisiográfica y geológica de España*. Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geológica, 38., 584 pp.
- Hernández-Pacheco, F. (1949). Las Rañas de las sierras centrales de Extremadura. *Com. Rendu du 26 Congrès International de Geographie*, Lisboa, 87-109.
- Hernández Pacheco, F. (1956). Significación y génesis fisiográfica del Portillo de Cíjara en el Guadiana. *Bol. R Soc. Esp. Hist. Nat.*, 54, 5-39.
- Hernández Pacheco, F. y Cabañas, F. (1952). Las características fisiográficas y geológicas del Guadiana entre Luciana y Puebla de don Rodrigo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 50, 263-280.
- Hocquard, C. (1975). *Etude sedimentologique des formations rouges miocènes du Nordouest de l'Espagne. Application à la prospection des places aurifères associées*. These Univ. De Nancy, 165 pp.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. y Conde, L. N. (1972). Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Iberica y Baleares. IGME, 113 pp.
- Klein, C. (1959). Surfaces de regradation et surfaces d'aggradation. *Ann. De Geograph.* 282-317.
- Lautensach, H. y Mayer, E. (1961). Iberische Meseta und Iberische masse. *Zeitsch. fur Geomorph.*, 5 (3), 161-181.
- Lautensach, H. (1966). *Die Iberische Halbinsel*. Keysersche Verlagbuschhandlung. München (Traducción de L. Solé Sugrañes: Geografía de España y Portugal. Ed. Vincen Vives, 814 pp.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der iberischen Mesta. *Geotekt. Forsh.* 6, 78-92.
- Mabesoone, J. M. (1961). La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la cuenca del Duero (provincia de Palencia). *Estud. Geol.*, 27, 101-181.
- Martín Escorza, C. (1977). Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones de la raña y tectónica pliocena en la Mesta central española. *Tecniterrae*, 20, 8-22.
- Martín-Serrano, A. (1988). *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Instituto de Estudios zamoranos Florián de Ocampo. Diputación de Zamora: 306 pp.
- Martín-Serrano, A. (1991a). El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. En *Alteraciones y Paleoaalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular*. SEG/ITGE, 6, 9-26.
- Martín-Serrano, A. (1991b). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 337-351.
- Martín-Serrano, A. (2000). El paisaje del área fuente cenozoica: evolución e implicaciones; correlación con el registro sedimentario de las cuencas. *Ciências da Terra (UNL)*, 14, 25-38.
- Martín-Serrano, A. y Molina, E. (1989). Montes de Toledo y Extremadura. En Memoria del Mapa de Cuaternario de España a escala 1:1.000.000, IGME, 187-200.
- Martín-Serrano, A., Molina, E., Nozal, F. y Carral, M. P. (2004). Transversal en los Montes de Toledo. *Itinerarios geológicos por Castilla-La Mancha. Soc. Esp. de Geomorfología. CSIC*, 51-79.
- Martínez García, E. (1981). La Geología y el Relieve de Asturias (III). En: Enciclopedia temática Asturiana, Ed. Silverio Cañada, 10, 57-124, Gijón.
- Menschling, H. (1958). Glacis-Fussfläche-Pediment. *Zeitsch. für Geomorph.*, 2, 165-186.
- Mingarro, F. (1959). Significado genético del Guadiana entre Cíjara y Alarcos. *Estudios Geol.*, 15, 283-291.
- Molina, E. (1975). *Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario, 3, 106 pp.

Molina, E. (1991). *Geomorfología y Geoquímica del paisaje. Dos ejemplos en el interior de la Meseta ibérica*. Acta Salmanticensia, 72, Ed. Univ. Salamanca, 156 pp.

Molina, E., Blanco, J. A., Pellitero, P. y Cantano, M. (1986). Weathering processes and morphological evolution of the Spanish Hercynian Massif. International Geomorphology, 2, 957-978.

Molina, E.; Vicente, A., Cantano, M. y Martín-Serrano, A. (1989). Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde suroeste de la Cuenca del Duero y Macizo Hercínico Iberico. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, 177-186.

Molina E.; García J., Vicente M.A. (1997). Palaeowearheing profiles developed on the Iberian hercynian basement and their relationship to the oldest Tertiary surface in central and western Spain. En: *Palaeosurfaces: Recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*. Ed. W. Widdowson, Geological Society, London 120, 175-186

Muñoz, J. (1976). *Los Montes de Toledo*. Instituto de Geografía Juan Sebastián Elcano. C.S.I.C. 500 pp.

Nonn, H. (1996). Les regions cotieres de la Galice (Espagne). Etude geomorphologique. These Univ. Strasbourg, 591pp.

Nozal, F. (1985). Cartografía Geológica y Memoria del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA) Hoja de Minas de Sta. Quintería 708. IGME.

Nozal, F. (in litt.). Cartografía Geológica y Memoria (Geomorfología) de la Hoja de Siles (865). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA) IGME.

Olivé, A., Portero, J. M., del Olmo, P., Aragonés, E., Carreras, F., Molina, E. y Gutiérrez Elorza, M. (1982). El sistema de terrazas del río Carrión. 1ª Reunión sobre la geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. En *Temas Geológico-Mineros*, 2, 451-459.

Pagés, J. L. (1996). La Cuenca del Xallas y su entorno. Evolución cenozoica del relieve en el oeste de la provincia de La Coruña. Tesis Doctoral Univ. Compl. Madrid, 300 pp.

Pagés, J. L. (2000). Origen y evolución geomorfológica de las rías atlánticas de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4), 393-403.

Pedraza, J. (1978). *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral Univ. Compl. de Madrid, 550 pp.

Pedraza, J. (1994). El Sistema Central. In: Gutiérrez M. (ed) *Geomorfología de España*,

Ed. Rueda, Madrid, 63-100.

Pérez González, A. y Gallardo, J. (1987). La Raña al sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta*, 2, 29-32.

Pimentel, N. L. y Azevedo T. M. (1993). Os depósitos de Raña no sudoeste ibérico [Baixo Alentejo occidental, Portugal]. *Monograf. C.C. Medioanb.*, 2, 59-70. CSIC, Madrid.

Portero, J.M. y Aznar, J. M. (1984). Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congr. Español de Geología*, T III, 253-263.

Prado, C. de (1864). *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Junta General de Estadística. Madrid.

Rat, P. (1982). Factores condicionantes en el Cretácico de España. *Cuadernos Geología Ibérica*, 8, 1059-1076.

Ribeiro, O. (1941). Problemas morfológicos do Macizo Hespérico portugués. *Las Ciencias*, 6 (2), 315-336.

Ribeiro, A., Kullberg, M. C., Kullberg, J. C., Manuppella, G. & Phipps, S. (1990). A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, 357-366.

Rodríguez, J. y Díaz del Olmo, F. (1994). Macizo Hespérico Meridional. In: Gutiérrez M. (ed.) *Geomorfología de España*, Ed. Rueda, 101-122.

Sanz Donaire, J. (1977). *El Corredor de Béjar*. Instituto de Geografía Aplicada. CSIC. 195 pp.

Santanach, P. (1994). Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, 19, 57-71.

Schwenzner, J. E. (1937- 1943). Zür Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes. *Geogr. Abhandl.*, 3, X(3), 128 pp. Resumen en castellano publicado en Bol. Real Soc. Española de Hist. Nat., 14, 121-147.

Schmieder, O. (1915- 1953). Die Sierra de Gredos. Mitte. der Geogr. Gesellschaft., 1 (referencia según traducción publicada en 1953 en Estudios Geográficos, 52, 421-653).

Solé, L. (1952). *Geografía Física de España*, en Terán, M. de (ed.). *Geografía de España y Portugal*, 1, Muntaner y Simón, S.A, 487 pp. Barcelona.

Solé, L. (1958). Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta española en el sector de Zamora. *Breviora Geol. Asturica*, 2 (1-2), 3-8.

Varas M. J. & Molina E. (2004). The role of porosity in the development of authigenic dolomite and palygorskite. An exemple in siliceous sandstones of continental origin in Western Spain. *International Journal of Earth Sciences* 93, 132-143

Vaudour, J. (1977). *Contribution a l'étude geomorphologique d'une région méditerranéenne semiaride. La région de Madrid: alterations, sols et paleosols* These. Ed. Ophirys, 389pp.

Vergnolle, C. (1988). *Morphogenèse des reliefs cotiers associés à la marge continentale nord-espagnole. L'exemple du Nord-Est de la Galice*. Serie Nova Terra, 1, 315 pp. Edición do Castro. A Coruña.

Vegas, R y Roiz, J. M. (1979). La Continuación hacia el NE de las estructuras hercinicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso-Oriental-Alcudiana) *Tecniterra*, 8, 1-5.

Vegas, R., Vázquez, J. T., Suriñach, E & Marcos, A. (1990). Model of distributed deformation, block rotation and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184, 367-378.

Vegas, R.; Vicente, G. de, Adrienssen, P. y Martín Velásquez, S. (2004). Los Montes de Toledo. En: *Geología de España* (J. A. Vera, ed.) SGE-IGME, 627-628, Madrid.

Vidal Box, C. (1944). La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus montes-isla. *Las Ciencias*, 9, 82-111.

Vicente, G. de, González Casado, J. M., Bergamín, J., Tejero, R., Babín, R., Rivas, A., Enrile, J. L., Giner, J., Sánchez, F., Muñoz, A. y Villamayor, P. (1992). Alpine structure of the Spanish Central System. *III Congreso Geológico de España, Salamanca*, Actas t.1, 284-288.

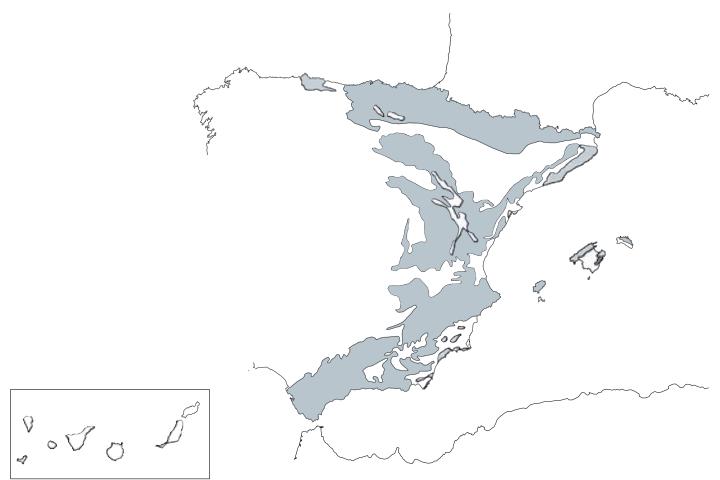
Vicente, G. de, González Casado, J. M., Muñoz, A., Giner, J. y Rodríguez Pascua, M. A. (1996). Structure and Tertiary evolution of Madrid basin. In *Tertiary basins of Spain*. P.F. Friend & C.J. Dabrio eds., Cambridge University Press, 263-271.

Vidal, J. R., Yepes, J. y Rodríguez, R. (1998). Evolución geomorfológica del Macizo Hespérico Peninsular. Estudio de un sector comprendido entre las provincias de Lugo y Ourense (Galicia, NW de España). *Cuadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 23, 165-199.

Vidal, J. R., Fernández, D., Martí, K. y Ferreira, A. B. (1999). Nuevos datos para la cronología glaciar pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cuadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 24, 7-29.

Warburton, J. & Alvarez, C. (1989). A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. *Libro Homenaje a Rafael Soler (AGGEP)*, 147-155.

Viguier, C. (1974). Le Néogène de l'Andalousie occidentale (Espagne). Histoire géologique du Bassin du Bas Guadalquivir. Thèse Bordeaux, 450 pp.



LAS CADENAS ALPINAS

J. M. García Ruiz¹, F. J. Gracia², F. Gutiérrez³ y M. Gutiérrez³

(1) Instituto Pirenaico de Ecología, Campus de Aula Dei, Apartado 202, 50080-Zaragoza. E-mail: humberto@ipe.csic.es

(2) Grupo de Geología y Geofísica Litoral y Marina. Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales.

Universidad de Cádiz.11510 Puerto Real. E-mail: javier.gracia@vca.es

(3) Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

E-mail: fgutier@unizar.es

1. INTRODUCCIÓN

El orógeno alpino peninsular constituye el límite occidental de las cordilleras europeas formadas en ese evento geológico, aunque su historia completa, siendo rigurosos, se remonta a etapas muy anteriores, variscas y pre-variscas. Desde el punto de vista geológico, la Cordillera Pirenaica ocupa casi todo el borde montañoso septentrional de España, si exceptuamos la mitad occidental de Asturias y Galicia, pues incluye también los Montes Vasco-Cantábricos. Entre estos últimos y los Pirineos propiamente dichos se localiza la Falla de Pamplona, considerada por muchos como una importante frontera geológica. Las fronteras meridionales y septentrionales están definidas por los cabalgamientos frontales de sus unidades estructurales sobre el Golfo de Vizcaya y sobre las cuencas cenozoicas del Ebro, Duero y Aquitania. Sus prolongaciones laterales se extienden hasta el Languedoc y la Dorsal Atlántica (Barnolas y Pujalte, 2004). La Cordillera Bética forma una gran unidad geológica y orográfica en la franja meridional de la Península pero tiene continuación hacia el Levante más meridional y prolongación submarina hacia Baleares y el Rif norteafricano. Esta vasta unidad es considerada parte del segmento occidental del Orógeno Alpino Perimediterráneo (Vera, 2004). La Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero-Catalana son cadenas parcialmente amesetadas de estructura alpina. Ambas forman parte de una única unidad geoestructural situada entre las dos grandes cordilleras anteriores, es decir Pirineos y Béticas, ya que comparten deformación y estilo: se trata de cadenas de antepaís con cobertura potente (Sopeña y de Vicente, 2004).

2. EL PIRINEO

Se extienden desde el Golfo de Vizcaya al Cabo de Creus, a lo largo de 440 km. Las mayores altitudes se alcanzan en el sector central (Aneto, 3404 m; Posets, 3375 m), disminuyendo hacia sus bordes occidental y oriental y hacia las depresiones de Aquitania y del Ebro.

Los materiales más antiguos aparecen en el eje de la cordillera, formando el llamado *Pirineo Axial*, con sedimentos paleozoicos afectados por metamorfismo regional y de contacto: cuarcitas, pizarras, esquistos y calizas. Este conjunto fue plegado durante los movimientos hercianos, dando lugar a un relieve muy heterogéneo, en el que los escarpes calizos y cuarcíticos alternan con las formas más suaves y abiertas de las pizarras, afectadas muy frecuentemente por movimientos en masa profundos (García Ruiz *et al.*, 1990). Hacia el oeste, los macizos de Cinco Villas, Oroz-Betelu y Quinto Real muestran morfologías más suaves relacionadas no sólo con la litología sino también con los sistemas morfoclimáticos dominantes durante el Pleistoceno Superior.

El accidente tectónico más importante por su extensión corresponde a las depresiones del Urgellet y la Cerdanya, que se prolongan en la vertiente francesa en las depresiones del Conflent y Rosellón. Se trata de una fosa tectónica orientada de suroeste a nordeste y rellena de materiales mio-pliocenos.

De forma irregular, dentro del *Pirineo Axial* aparecen también intrusiones granodioríticas (Panticosa, Posets, Eriste, Perdiguero, Maladeta, Andorra, Albera) que dan lugar a macizos dotados de gran energía de relieve, afiladas crestas y fuertes pendientes, o pequeños restos de la actividad volcánica que acompañó a los últimos empujes hercínicos (Anayet y Campo de Troya en la vertiente española, Midi d'Ossau en la francesa). En estos macizos granodioríticos es donde mejor se manifiestan los efectos del glaciarismo pleistoceno, con magníficos circos, cubetas de sobreexcavación y artesas, que también son visibles en el resto del Paleozoico (cabeceras de los valles del Gállego, Cinca, Ésera, Noguera Ribagorzana, Noguera Pallaresa y Segre, especialmente) (Chueca *et al.*, 1998) (Figura 1).



Figura 1. Vertiente septentrional de las Sierras Interiores pirenaicas (sierra de Telera), con escarpes verticales, canales de aludes, taludes de derrubios y complejos morrénicos al pie.

guen las Sierras Interiores, el Sector del Flysch, la Depresión Interior o Media y las Sierras Exteriores.

La unidad más destacada es la formada por las *Sierras Interiores*, un gran anticlinorio cabalgante dotado de gran continuidad y energía de relieve, que va haciéndose más masivo hacia el este, especialmente entre los ríos Cinca y Segre. Las calizas y areniscas dominantes dan lugar a un relieve abrupto en el que los escarpes verticales alternan con pequeñas plataformas intensamente karstificadas (macizos de Larra, Aspe, Tendeñera y Monte Perdido, entre otros). Por su masividad destacan el macizo de Monte Perdido (3355 m) y las sierras de Aspe, Telera (Collarada, 2886 m; Telera, 2764 m) y Tendeñera (2853 m). Los ríos atraviesan esta unidad por medio de profundos y estrechos cañones. En las partes más elevadas, sobre todo en la cara norte, se conservan grandes circos glaciares, y las sierras son atravesadas por artesas en las que la potencia de las lenguas de hielo pleistocenas llegaban a superar en ocasiones los 500 m (Chueca *et al.*, 1998; Serrano, 1998).

El Sector del *Flysch* se desarrolla especialmente en Navarra y Aragón, originando un relieve mucho más suave de divisorias redondeadas que descienden de forma regular desde 2000 hasta 1000 m aproximadamente. Las laderas, cubiertas por un coluvión grueso, están afectadas por movimientos profundos y superficiales, aprovechando la intensa tectonización del flysch y su característica alternancia de estratos delgados de arenas y margas (García Ruiz y Puigdefábregas, 1982; Corominas y Moya, 1999). La topografía muestra muy pocos contrastes debido a la homogeneidad litológica, excepto allí donde afloran megacapas calcáreas intercaladas dentro del flysch. Algunas de las mejores cubetas terminales de los glaciares pirenaicos se localizan en este sector, dejando a ambos lados cordones morrénicos laterales muy bien conservados, mientras los frentes terminales sólo se mantienen en las cubetas de Castiello (valle del Aragón) y Senegüé-Sabiñánigo (valle del Gállego) (García Ruiz *et al.*, 2002).

La *Depresión Media* se prolonga desde la Cuenca de Pamplona hasta la Conca de Tremp, si bien no cuenta con una gran continuidad, al estar interrumpida por estructuras orientadas de norte a sur (como el anticlinal de Boltaña) o por afloramientos relacionados con los mantos de corrimiento. Estas depresiones

Al norte y al sur del *Pirineo Axial* se extiende el llamado *Prepirineo*, que engloba otras subunidades, mucho mejor desarrolladas en el sector meridional. El *Prepirineo* está formado por materiales mesozoicos y terciarios que constituyen la cobertura del *Pirineo Axial*, desplazada hacia el sur por medio de varios mantos de corrimiento durante el plegamiento alpino (mantos de Monte Perdido-Gavarnie y Cotiella-Montsec). De hecho, los pliegues alargan su eje de oeste a este y aparecen volcados al sur, con distintas escamas que se superponen hasta dar lugar a grandes apilamientos que ocasionalmente forman verdaderas cascadas de pliegues. De norte a sur se distinguen las Sierras Interiores, el Sector del Flysch, la Depresión Interior o Media y las Sierras Exteriores.



Figura 2. Deslizamiento profundo en areniscas y pizarras paleozoicas (Tramacastilla, valle del Gállego, Pirineo aragonés)

Montsec. Forman un gran anticlinorio tumbado hacia el sur y fallado en el contacto con la Depresión del Ebro. Los materiales son muy parecidos a los de las Sierras Interiores, aunque sólo se superan los 2000 m en la Sierra de Guara. El relieve es, no obstante, muy agreste, con escarpes y profundos desfiladeros. La karstificación ha sido también muy intensa (sierras de Guara y Montsec).

3. LOS MONTES VASCO CANTÁBRICOS

Constituyen una alineación montañosa dotada de gran energía de relieve entre la costa cantábrica y las depresiones del Duero y del Ebro, a pesar de que en raras ocasiones superan los 2000 m (Peña del Pando, 2222 m). Sin embargo, la red fluvial se ha encajado intensamente, aumentando la impresión de un relieve muy agreste, compartimentado y heterogéneo.

Los Montes Vasco-Cantábricos se extienden a lo largo de 250 km entre el Macizo Asturiano y los Pirineos. Se les ha llamado también Umbral Vasco-Cantábrico por su menor altitud relativa. Por su historia geológica y organización estructural pueden considerarse una prolongación de los Pirineos. Los sedimentos se acumularon en grandes espesores (hasta 15.000 m) sobre todo durante el Cretácico y el Eoceno, con predominio de calizas y margas, aunque parte de los materiales son areniscas y margas en facies flysch. La deformación principal coincide con la Fase Pirenaica (Eoceno medio), con deformaciones posteriores a finales del Oligoceno.

La organización espacial del relieve es muy compleja y ello explica la falta de continuidad de las distintas unidades. Debe tenerse en cuenta la existencia de grandes fracturas de norte a sur y, especialmente, los constantes cambios de facies litológicas, propiciados además por un diapirismo muy activo que ayuda a romper la continuidad de los afloramientos. El encajamiento de la red fluvial ha contribuido a reducir el tamaño de las unidades morfoestructurales. Habitualmente se distinguen el Sector Cántabro, el Arco Vasco y las Sierras y Cuencas Meridionales.

El Sector Cántabro ocupa el área más occidental y es quizás la mejor estructurada, individualizándose La Marina y las Montañas Interiores. La primera alcanza altitudes modestas, en torno a 300 m, y forma una alineación paralela a la costa, en la que se identifican diferentes niveles de rasas litorales. Las Montañas Interiores forman una sucesión de pliegues con el eje alargado de oeste a este, quedando realizada la disposición estructural por la actividad erosiva (sinclinales colgados de Las Loras). La karstificación ha sido muy intensa, mientras que la actividad glaciar se limita a los sectores más elevados (Castro Valnera), donde llegaron a formarse lenguas de hielo que descendieron incluso por debajo de 800 m (Espinosa de los Monteros) (Martínez de Pisón y Arenillas, 1979; Serrano, 1996). La ocurrencia de deslizamientos profundos

se asocian a las margas eocenas y forman un relieve relativamente deprimido de tipo erosivo, en el que se localizan extensas formaciones cuaternarias (glacis y terrazas) escalonadas en varios niveles, cuyos escarpes evolucionan fácilmente hacia extensas cárcavas (Peña, 1983; Vidal Bardán y Sánchez Carpintero, 1990). Parte de la Depresión Media se halla fosilizada por depósitos continentales (conglomerados, areniscas, arcillas y margas) alojados en un sinclinorio tras la fase principal de plegamiento y que tras un nuevo levantamiento han evolucionado hacia relieves en cuesta muy regulares.

Las Sierras Exteriores constituyen el frente de los manto cabalgantes de Gavarnie y de Cotiella-

ha sido datada desde 120.000 años BP hasta la actualidad (González Díaz *et al.*, 1999). El contacto con la Depresión del Duero se efectúa por medio de un cabalgamiento.

El Arco Vasco se desarrolla hacia el este, desde las Encartaciones vizcaínas hasta el macizo paleozoico de Cinco Villas-Quinto Real, que forma parte del Pirineo Occidental. El relieve se dispone en arcos paralelos que tienden a aumentar su altitud desde la línea de costa, más rocosa y acantilada que en el Sector Cántabro y caracterizada además por la presencia de rías (Irún, Pasajes, Oria, Deva y Guernica). Hacia el sur alternan relieves estructurales sobre calizas (Sollube) y pequeñas depresiones sobre el flysch (Munguía, Elgoibar). La depresión principal vasca, más al sur, se acomoda al llamado Anticlinorio de Bilbao, que se prolonga desde la ría de Bilbao por el valle del Nervión hasta la cuenca de Mondragón, Vergara y Beasaín. Esta depresión queda cerrada por una nueva alineación montañosa al sur (Gorbea, Aitzgorri y Aralar). Toda esta unidad se encuentra también intensamente karstificada.

Las *Sierras y Cuencas Meridionales* muestran una clara alineación de oeste a este, en la que destacan, por un lado, una serie de depresiones, como la Llanada de Vitoria (con amplios glacis y terrazas), y las cuencas de Villarcayo, Miranda y Treviño, y, por otro lado, sierras en disposición sinclinal (Urbasa, Andía) y el cierre meridional de las sierras de Cantabria, Toloño y Codés, que forman un anticlinorio cabalgante sobre el Terciario de la Bureba y de la Depresión del Ebro. Los contrastes erosivos (de tipo diferencial) y la presencia de numerosas fracturas contribuyen a realzar las líneas maestras de la estructura, dejando en resalte reversos y frentes de cuesta sobre materiales calizos.

4. LA CORDILLERA BÉTICA

La Cordillera Bética se extiende entre las provincias de Cádiz y Alicante, a lo largo del Sur y Sureste peninsular, aunque geológicamente se continúa hacia el NE por las Islas Baleares y hacia el Sur por la cordillera del Rif africano. El relieve de esta cadena montañosa es muy heterogéneo, fruto de una gran complejidad estructural y de una tectónica muy activa hasta tiempos recientes. A pesar del trazado dominante NE-SO, no existe un eje directriz principal, sino más bien un conjunto de sierras y grandes bloques, que se corresponden generalmente con unidades alóctonas formadas por materiales resistentes, separados por áreas alomadas y relativamente deprimidas modeladas sobre materiales blandos. Sobre estos grandes contrastes litológicos actúa la erosión diferencial, dando lugar a un relieve irregular y complejo.

De este modo, los grandes conjuntos orográficos coinciden plenamente con los principales dominios tectónicos de la cadena: la Cordillera Penibética al Sur, correspondiente a la Zona Interna y en la que se reconocen los complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, una cadena calcárea en su borde norte y el conjunto de unidades alóctonas del Campo de Gibraltar. Esta gran unidad, en la que se alcanzan las mayores altitudes de la cordillera, está claramente separada de la Cordillera Subbética por la "Depresión Penibética", compuesta por un rosario de cuencas neógenas. La Cordillera Subbética corresponde a la Zona Externa, en la que se distinguen un conjunto de sierras prebéticas en el borde NE de la cadena, y otro conjunto de sierras subbéticas, en su zona central.

Aunque la cadena se estructuró a lo largo de una larga serie de fases tectónicas durante el Terciario, el relieve que hoy día se observa se construyó fundamentalmente desde el Mioceno superior hasta la actualidad, mediante el rejuego de numerosas fallas y pliegues de gran radio, asociados a la actuación de esfuerzos distensivos y compresivos, así como a reajustes regionales (Rodríguez Vidal y Gracia, 2004). Durante el Tortoniense los procesos tectónicos de hundimiento dieron lugar a la formación de amplias depresiones o fosas, llenas por sedimentos marinos inicialmente y continentales después (Ronda, Granada, Guadix-Baza, Níjar, Lorca, Bajo Segura, etc.).

En diversos puntos de la cadena se reconoce una superficie de erosión de edad Tortoniense-Messiniense, que enlaza con el techo del relleno sedimentario de dichas cuencas. No obstante, la extensión de esta superficie erosiva es limitada, debido fundamentalmente a los acusados movimientos tectónicos posteriores a su elaboración y a la fuerte incisión fluvial y desmantelamiento erosivo que ha sufrido la cadena durante el Cuaternario. En cualquier caso, los restos de esta superficie sirven como herramienta útil para reconstruir deformaciones neotectónicas (Rodríguez Vidal *et al.*, 1998).

Durante el Cuaternario se sucedieron diversas pulsaciones tectónicas de carácter compresivo, que produjeron una intensa reactivación de muchos accidentes previos. Estos movimientos ocasionaron la sobre-

elevación de diversos bloques y unidades orográficas, que presentan así un fuerte control litoestructural acentuado por la erosión diferencial. Es el caso del modelado estructural sobre calizas mesozoicas de las sierras de Cazorla y Segura, el de algunas sierras penibéticas, o el formado sobre areniscas miocenas en el Parque de los Alcornocales, en el Campo de Gibraltar.

Uno de los principales bloques elevados durante el Néogeno - Cuaternario es el Nevado-Filábride, algunas de cuyas cumbres constituyen las mayores elevaciones de la Península Ibérica (Mulhacén, 3.482 m; Veleta, 3.398 m) y que conforman el actual Parque Nacional de Sierra Nevada. Las dimensiones de esta sierra y su elevada altitud favorecieron el desarrollo de diversos sistemas glaciares a lo largo de las fases frías del Pleistoceno, cuyos restos constituyen el complejo glaciar cuaternario más meridional del continente europeo. Entre ellos destacan valles, circos, lagunas, diversos cordones morrénicos, glaciares rocosos, etc. También son muy abundantes las huellas de periglaciarismo activo en las altiplanicies de la sierra (Gómez Ortiz *et al.*, 1998). En las cumbres de otras sierras béticas (como en Grazalema, o en la Sierra de las Nieves) se reconocen únicamente morfologías periglaciares de carácter relictico.

La actividad tectónica cuaternaria dio lugar a algunas pequeñas cuencas de nueva creación, así como a importantes sistemas de abanicos aluviales y glacis (Figura 3), cuyas relaciones geométricas permiten reconstruir la historia neotectónica de algunos bordes montañosos (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1999). En los sectores central y occidental de la cordillera los movimientos tectónicos cuaternarios generalmente triásicas, formando algunas depresiones que evolucionaron como cuencas lacustres (Laguna de la Janda, hoy día desecada artificialmente). Aunque la mayoría de estas ellas fueron después capturadas y drenadas por la red fluvial, existen todavía algunos casos en los que la tasa de hundimiento tectónico ha permitido la conservación del carácter lacustre hasta la actualidad (turbera del Padul).

La reactivación muy reciente de las fallas ha llegado a afectar al propio diseño de la red fluvial, provocando bruscos desplazamientos de los cauces, numerosas capturas e importantes incisiones. Los ejemplos son numerosos en las sierras béticas orientales (cuencas de Elche-Bajo Segura, cuenca de Cartagena, sistema de fallas de Carboneras-Palomares, etc.). Es el caso del río Guadalhorce (provincia de Málaga), que inicialmente drenaba hacia el Norte, al Guadalquivir, y que posteriormente fue capturado hacia el Mediterráneo. O el caso del río Guadalentín, que desembocaba en el Golfo de Mazarrón y fue capturado por el río Segura. Existen muchos y variados vestigios morfológicos y sedimentarios de estos procesos. La actividad tectónica cuaternaria llegó incluso a obturar valles, como en el caso del Río Mula, donde formó un área fluvio-palustre, que fue posteriormente capturada y drenada durante el Pleistoceno superior - Holoceno (Silva *et al.*, 1996).



Figura 3. Falla de Nigüelas, en el borde oriental de la Fosa del Padul (Granada). Se aprecian las facetas triangulares, que señalan una actividad muy reciente de la falla, así como un activo sistema de abanicos aluviales desarrollados a su pie.

Aunque existen algunos casos destacados de karst en los relieves penibéticos (Sierra de las Nieves), los principales macizos calcáreos de la cordillera se localizan sobre calizas mesozoicas de las sierras subbéticas (Durán y López Martínez, 1999). En ellos se han desarrollado espectaculares morfologías exokársticas, como extensos campos de lapiaces (Torcal de Antequera), campos de dolinas (Sierras de Grazalema, Mágina, Cazorla-Calar del Mundo, etc.) y grandes poljes (como los de Líbar, Cabra o Zafarraya), controlados estructuralmente y con una compleja evolución morfogenética cuaternaria (Figura 4). En estos macizos existen aparatos endokársticos muy notables (sima G.E.S.M., sistema Hundidero-Gato, cueva de Nerja, cueva del Agua, etc.), en algunos de los cuales se localizan importantes yacimientos arqueológicos y espectaculares

muestras de arte rupestre (cueva de la Pileta, cueva de Ardales). Por otro lado, en la cordillera también aparecen importantes morfologías kársticas sobre evaporitas, generalmente triásicas, formando campos de dolinas o constituyendo, como en forma de amplias depresiones superficiales hoy ocupadas por lagunas (Fuente de Piedra, Archidona, Medina Sidonia, etc.), o bien como cavidades y complejos endokársticos de amplio desarrollo (karst de Sorbas, karst en yesos del Guadalhorce, etc.).

Un aspecto relacionado con la actividad tectónica reciente y con factores litotectónicos es la inestabilidad de las laderas, a menudo desencadenada por la acusada sismicidad existente en la cordillera. Se reconocen numerosos movimientos de masas activos en el dominio subbético, ligados generalmente a la existencia de niveles de margas y arcillas de alta plasticidad y expansivas (Boussouf *et al.*, 1994). En las provincias de Málaga y Granada son comunes los flujos, desprendimientos y deslizamientos rotacionales, aunque estos últimos también son habituales en el Campo de Gibraltar, muchas veces ligados a fallas activas. Otras veces la rápida incisión fluvial durante el Cuaternario ha producido desestabilización de laderas dando lugar a grandes deslizamientos de comportamiento recurrente (Mather *et al.*, 2003).



Figura 4. Polje de Cabra, en la sierra subbética de Córdoba. En sus alrededores se reconocen diversas superficies de corrosión kárstica que marcan la evolución cuaternaria de la depresión.

La proximidad de los mayores relieves de la cordillera al Mar de Alborán hace que la red fluvial que diseca la cadena sea muy diferente en una margen y otra. Así, los ríos que drenan la margen meridional son cortos y con gran desnivel (Guadarranque, Guadalefeo, Adra y Andarax, entre otros). Muchos de ellos forman espectaculares desfiladeros al encajarse sobre macizos kársticos (como las angosturas del Guadiaro, o los desfiladeros del Guadalhorce (Figura 5), o al incidir sobre relieves tabulares de depresiones interiores ("tajos" de Ronda y de Alhama). Desembocan en el Mediterráneo formando a menudo abanicos deltaicos de funcionamiento intermitente.

En claro contraste, los ríos de la margen septentrional tienen gran extensión y menor pendiente, drenando hacia el Atlántico. En sus cabeceras llegan a desarrollar algunas incisiones notables, bien al cortar macizos calcáreos (Alto Guadalquivir), o bien cuando surcan los relieves tabulares de las depresiones interiores (desfiladeros de Setenil y Tajo de Arcos, en la cuenca del Guadalete). Estos ríos desarrollan amplias llanuras aluviales y complejos sistemas de terrazas escalonadas. Desembocan en el Atlántico alimentando con sus sedimentos extensas marismas en progresiva colmatación.

La localización geográfica del conjunto montañoso, así como diversos condicionantes orográficos más locales, favorecen la existencia de condiciones climáticas de tipo semiárido o incluso subdesértico en algunas zonas deprimidas, situadas a sombra pluviométrica de los principales relieves. Es el caso de las cuencas de Guadix, Baza, Sorbas, Níjar y Lorca. Las lluvias, escasas pero torrenciales, y el carácter lábil de los sedimentos que rellenan estas depresiones neógenas, se han combinado para dar lugar a un modelado erosivo de tipo desértico, con proliferación de ramblas y laderas muy incididas con abundantes cárcavas (López Bermúdez y Romero, 1989). El vaciado erosivo que están sufriendo estas cuencas es muy intenso, tal y como refleja el propio diseño de la red fluvial (Viseras y Fernández, 1992).

Por último, las áreas costeras presentan una amplia variedad de formas y ambientes. Predominan las formas acantiladas, como corresponde a una cordillera joven en elevación, destacando los acantilados del

Cabo de la Nao (Alicante), de Cabo de Gata (Almería), de Maro (Málaga) y de Barbate (Cádiz). No obstante, en áreas costeras subsidentes (como el Campo de Dalías, en Almería) o bien coincidiendo con grandes estuarios y bahías alimentadas por cursos fluviales (Tinto-Odiel, Doñana, Bahía de Cádiz, Tarifa, etc.), se han desarrollado interesantes complejos morfosedimentarios litorales durante el Cuaternario, especialmente en el Holoceno, de gran interés paleoclimático y neotectónico (Goy *et al.*, 2003). Localmente también destacan algunos complejos sedimentarios costeros de desarrollo reciente, como los sistemas de restinga-albufera del litoral bético mediterráneo (el Mar Menor y otras albuferas de Alicante, Murcia y Almería), flechas y tómbolos en el litoral gaditano (Valdelagrana, Trafalgar, Gibraltar), o diversos deltas en la costa almeriense (Adra, Andarax).

5. LA CORDILLERA IBÉRICA

5.1. EL MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La Cordillera Ibérica se extiende con dirección NO-SE desde la Sierra de la Demanda hasta el litoral mediterráneo, con una longitud de unos 400 kms. Su mayor anchura se encuentra entre los Campos de Montiel y su enlace con la Cordillera Costera Catalana.

El rasgo geomorfológico más significativo es la presencia de extensos aplanamientos, situados generalmente por encima de 1.000 m. de altura. Estos configuran un relieve en altiplanicie, sobre la que destacan sierras que, por lo general, poseen un moderado relieve (Gutiérrez y Peña, 1994). La cota más importante se encuentra en el Moncayo (2.316 m), mientras que las áreas de menor altura corresponden a depresiones alargadas, principalmente en la región centroriental, que compartimentan la orografía de la Cadena. Un rasgo importante de carácter hidrológico es la localización en la Cordillera Ibérica de la divisoria de aguas más importante de la Península, que delimita las cuencas de los ríos Duero, Ebro, Tajo, Júcar y Guadiana.

En la Cordillera Ibérica se reconocen numerosos afloramientos paleozoicos, aunque predominan los sedimentos mesozoicos y cenozoicos. Los materiales paleozoicos están deformados por la orogenia hercínica. Las formaciones mesozoicas y los sedimentos terciarios sinorogénicos (paleógenos) están afectados por el plegamiento alpino. Los sedimentos y los formas neógenas registran la tectónica extensional de la etapa postorogénica todavía vigente en la actualidad.

De NO a SE, las formaciones paleozoicas afloran en la Sierra de la Demanda, macizos de Calatayud-Montalbán y Ateca-Daroca y Sierra Menera-El Pobo. Más al sur, en la Sierra de Albarracín, se encuentran los Macizos del Nevero, Tremedal, Carboneras y Collado de la Plata (todos ellos ordovícico-silúricos) y al SE el Macizo carbonífero del Desierto de las Palmas. Las formaciones del Cámbrico llegan a superar los 3.000 m de potencia y en ellas se reconocen materiales cuarcíticos, areniscosos, pizarrosos y un nivel dolomítico en las series inferiores. Su análisis sedimentológico indica que corresponden a facies depositadas en mares someros. Las formaciones ordovícicas tienen unos 4.500 m. de espesor y están constituidas por cuarcitas y pizarras con un nivel calcáreo de edad Ashgilliense, depositados en ambientes marinos poco profundos. Las series devónicas formadas por pizarras, areniscas y calizas son muy ricas en fauna y alcanzan unos 2.000 m de potencia. Están formadas por sedimentos depositados en ambientesmareales y de plataforma. En el núcleo del Anticlinal de Montalbán afloran 1.500 m de cuarcitas y pizarras de edad carbonífera, depositadas en ambientes deltaicos y fluviales. El Pérmico está representado por areniscas, pizarras y tobas volcánicas con unos 300 m de espesor. La tectónica hercínica es polifásica. Se reconocen pliegues N-S vergentes al Este con desarrollo de cabalgamientos, seguida por otra fase de pliegues erguidos o retrovergentes, como deformaciones iniciales más importantes. La etapa de facturación tardihercínica (Estefaniense-Pérmico) afecta considerablemente a la cadena con fallas de rumbo NW-SE, NE-SW y N-S, que fragmentan el basamento de la futura sedimentación alpina.



Figura 5. Desfiladero de Los Gaitanes, en la cuenca del río Guadalhorce (Málaga).

El Triásico se apoya en discordancia sobre los materiales anteriores con su característica facies germánica. La potencia de estos sedimentos varía considerablemente, debido al desarrollo de umbrales y surcos en las cuencas triásicas condicionadas por la fracturación tardihercínica. La sedimentación jurásica es carbonatada y se lleva a cabo en plataformas marinas someras con una clara tendencia regresiva en el Malm, que provoca la aparición de los depósitos clásticos de la Facies Purbeck. En el Maestrazgo, el Cretácico Inferior está representado por areniscas de origen fluvial y calizas y margas acumuladas en medios litorales y de plataforma. Durante el Aptiense-Albiense se sedimentan arcillas con capas de carbón (Formación Escucha) en ambientes deltaicos. Con posterioridad tiene lugar la importante regresión Albiense, que da paso a la sedimentación de la Formación Arenas de Utrillas. Durante el Cretácico superior se desarrolla una secuencia transgresiva de margas y calizas depositadas en mediosmareales y de plataforma, seguida de una importante regresión con desarrollo de sebkhas a partir del Santoniense, produciéndose la retirada definitiva del mar en la Cordillera Ibérica.

La sedimentación terciaria sin y postorogénica es de carácter continental. Se lleva a cabo en ambientes de abanicos aluviales, que frecuentemente dan paso a sistemas lacustres y palustres con sedimentación evaporítica y/o carbonatada hacia el depocentro de las cuencas, de tamaño diverso y de edad variable. Las facies proximales y medias de los abanicos están constituidas principalmente por conglomerados y areniscas. En sus zonas distales dan paso a arcillas que se interdigitan con las facies químicas. La etapa compresiva se desarrolla básicamente en el Oligoceno-Mioceno basal y los esfuerzos distensivos se manifiestan a partir del Miocene inferior (Simón, 1984), dando origen a las fosas de Calatayud y Teruel. La reactivación extensional pliocuaternaria genera la fosa del Jiloca y las fosas prelitorales de Castellón, entre otras.

5.2. LOS PRINCIPALES MODELADOS

La morfología más antigua que se reconoce en la Cadena es la superficie de erosión pretriásica, que aflora en algunos lugares por exhumación. Por otra parte, el rasgo más generalizado de la Cordillera Ibérica lo constituye la existencia de numerosos aplanamientos, que suelen aparecer escalonados formando un *piedmonttreppen*. En el tránsito del Miocene inferior al medio se desarrolla otra superficie de erosión, denominada intramiocena, que se encuentra fosilizada por sedimentos neógenos o bien en posición culminante, arrasando fundamentalmente las sierras paleozoicas. Encajada respecto a la anterior se encuentra la denominada Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (Peña *et al.*, 1984) de edad Turoliense-Rusciniense. Débilmente encajada en esta última superficie, en algunos lugares se reconoce otro nuevo arrasamiento que enlaza con calizas del Rusciniense, en el páramo de Villarroya (Gracia *et al.*, 1988; Gracia, 1990; Gutiérrez y Gracia, 1997). Recientemente, Gutiérrez *et al.*, (1996) precisan que la edad de la Superficie de Erosión Fundamental y de las formaciones calcáreas que registran el final del relleno endorreico de las Fosas de Calatayud y Teruel es variable para ambas depresiones y en distintos sectores de una misma. La última superficie, consecuencia de la última etapa extensional del Plioceno superior, aparece en los bordes de las cuencas neógenas y en las fosas pliocuaternarias. Está representada en diversas depresiones tectónicas por glacis de erosión, como en la Depresión de la Puebla de Valverde-Sarrión (Peña *et al.*, 1984; Simón, 1984), y su edad se sitúa en el tránsito del Plioceno al Cuaternario.

Los afloramientos paleozoicos del sector central de la Cadena presentan un modelado en *hogbacks* y crestas, sobre todo en las Sierras de Pardos y de Santa Cruz. Más al sur, en la Sierra de Albarracín, los materiales ordovícicos y silúricos presentan un típico relieve conforme en el que los anticlinales constituyen las alineaciones montañosas y los sinclinales los valles. En el Mesozoico se reconocen anticlinales desventrados y sinclinales colgados (por ejemplo, las muelas de San Juan en la Sierra de Albarracín, Alhama de Aragón, Quintanilla de las Viñas en Burgos, Peñalcazar y Picofrentes en Soria). Las areniscas del Buntsandstein y las dolomías del Cretácico superior forman potentes cornisas y relieves estructurales en mesas, cuestas y *hogbacks*. Por el contrario, en materiales más blandos como los del Keuper, Toarcieno y algunos del Cretácico inferior se desarrollan valles por erosión diferencial. Las Fosas de Calatayud, Jiloca y Teruel forman amplias depresiones morfo-estructurales llenas de depósitos neógenos y/o cuaternarios y compartimentan la Cadena en su sector centroriental. Permiten diferenciar la Rama Castellana y la Rama Aragonesa al oeste y este de dichas fosas respectivamente. A estas depresiones están asociadas otras de menor desarrollo, como las semifosas de Munébrega, Daroca y Gallocanta.

Los ríos que surcan la Cordillera Ibérica forman valles angostos al atravesar materiales resistentes y se ensanchan cuando discurren por terrenos lábiles, donde frecuentemente se desarrollan sistemas de glacis y terrazas escalonados. Un sistema fluvial que ha sido objeto de numerosos estudios es el del Alfambra-

Guadalaviar-Turia en la Fosa de Teruel. En los alrededores de Teruel se reconocen diez niveles de terrazas escalonadas (Gutiérrez, 1998). La terraza de 50-60 m está datada por macro y micromamíferos como del Pleistoceno medio. En la zona de Villalba Baja las terrazas del Alfambra aparecen afectadas por subsidencia sinsedimentaria motivada por la disolución de los yesos del substrato alcanzando hasta 60 m de espesor (Gutiérrez *et al.*, 1985; Moissenet, 1985; Gutiérrez, 1998). En la región de Daroca se reconocen hasta cuatro terrazas en el río Jiloca (Gracia, 1.990). Más al norte, cerca de la confluencia con el Jalón, en la Fosa de Calatayud, las terrazas aparecen afectadas por la disolución de las evaporitas miocenas infrayacentes, registrando engrosamientos de hasta 100 m y numerosas deformaciones gravitacionales frágiles y dúctiles (Gutiérrez, 1994, 1995, 1.996, 1998). En la ciudad de Calatayud esta subsidencia kárstica causa daños importantes en el patrimonio (Gutiérrez *et al.*, 2000; Gutiérrez y Cooper, 2001). La Fosa del Jiloca constituye un buen ejemplo de depresión estructural rellena de abanicos aluviales pliocuaternarios y cuaternarios. Estos depósitos se encuentran localmente deformados como consecuencia de la actividad tectónica de sus márgenes, sobre todo al pie de Sierra Palomera.

La Laguna de Gallocanta, en los límites de las provincias de Teruel y Zaragoza, forma parte de un área endorreica que ocupa una extensión de 550 km². Esta se encuentra en una semifosa que pone en contacto materiales paleozoicos y mesozoicos. La Laguna de Gallocanta es un sistema lacustre que ocasionalmente llega a desecarse formándose una costra salina. Esta depresión en su evolución ha funcionado como un polje, en el que se reconoce un escalonamiento de superficies de corrosión kárstica hacia la laguna (Gracia *et al.*, 1999). En épocas recientes la dinámica litoral controlada por el viento ha dado origen a la formación de cordones litorales, flechas, tómbolos, etc. (Gracia, 1990; 1.995). En los Campos de Montiel se desarrollan las Lagunas de Ruidera, que están formadas por 15 pequeños lagos represados por travertinos (González *et al.*, 1987). También se reconocen pequeñas depresiones lacustres en zonas que han estado cubiertas por los hielos y en áreas sometidas a subsidencia kárstica (Gutiérrez *et al.*, 2001).

Los fuertes contrastes de relieve, frecuentes en muchas regiones del sector centroriental de la Cordillera Ibérica, favorecen el desarrollo de movimientos de ladera y la acumulación de depósitos coluviales. Cuando los taludes están constituidos por sedimentos margo-arcillosos (Keuper, facies Purbeck y Weald, arcillas terciarias, etc.) es frecuente observar deslizamientos y formas de solifluxión. En la Sierra de Javalambre se reconocen laderas afectadas por neotectónica y otras en las que la reología del substrato favorece la formación de deslizamientos y formas solifluidales actualmente funcionales (Calvo *et al.*, 1983). Al sur de Teruel, en la región de Villel, se han estudiado deslizamientos intracuaternarios en los que grandes bloques de dolomías del Muschelkalk deslizaron sobre arcillas del Keuper (Gutiérrez y Peña, 1979c). Una característica bastante generalizada en la Cordillera es la regularización de laderas, estudiada detalladamente por Burillo *et al.* (1981) en el Cerro del Castillo de Alfambra, donde se encuentran en el interior de las acumulaciones numerosos restos arqueológicos de las Edades del Bronce e Ibérica. Con ellos se precisa la edad de la etapa de regularización, que regionalmente es posterior a las Edades del Bronce y Hierro (Burillo *et al.*, 1981, 1986; Gutiérrez y Peña, 1998).

La karstificación alcanza un gran desarrollo en los materiales calcáreos jurásicos y cretácicos arrasados y sobre las plataformas estructurales formadas por calizas neógenas (Gutiérrez y Peña, 1989). Los mayores campos de dolinas se localizan en calizas jurásicas y cretácicas. Las morfologías dominantes son las dolinas en cubeta y en embudo, mientras que las dolinas en pozo (Figura 6) son muy escasas. Algunos de estos campos alcanzan gran espectacularidad por sus dimensiones y extensión. Los más significativos son los de Pozondón y Villar del Cobo (Gutiérrez y Peña, 1979 a,b), todos ellos elaborados sobre calizas del Lías y Dogger. En la Serranía de Cuenca

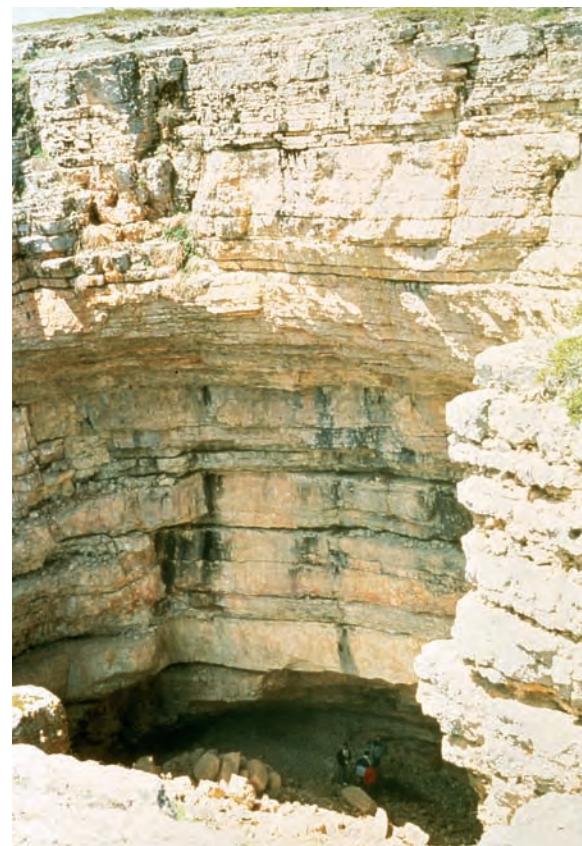


Figura 6. Dolina en pozo. Pozondón (Provincia de Teruel).

se desarrolla un karst espectacular, con modelados fungiformes y bogaz en la Ciudad Encantada y extensos campos de dolinas en la Dehesa de los Palancares y Cañada del Hoyo (Eraso *et al.*, 1979).

Con posterioridad al arrasamiento generalizado de la Cordillera Ibérica se desarrolla una importante fase distensiva en el Plioceno superior (Simón, 1984), responsable de los grandes rasgos del relieve actual. Esta fase extensional deforma las superficies de erosión pre-existentes, basculándolas y fracturándolas. Esta deformación facilita la generación de poljes (etapa de generación de poljes de Gutiérrez y Peña, 1989). Estas depresiones kársticas se desarrollan tanto en formaciones carbonatadas jurásicas como cretácicas. No obstante, existen poljes en los que no se observa ningún tipo de control ligado a la tectónica frágil. Una gran parte han sido capturados por la red fluvial, habiendo perdido su funcionalidad como tal forma kárstica. Los poljes cerrados son los de Gallocanta (Gracia *et al.*, 1999), Vistabella del Maestrazgo (Gutiérrez *et al.*, 1982 a), del Pinar Ciego (Lozano, 1988) y de los Llanos de Villaseco (Lozano y Jiménez, 1990). Los poljes abiertos son los de La Ginebrosa (Barrón *et al.*, 1996), Cañada Hermosa (Echeverría, 1993), los de Mosqueruela (Lozano, 1988 a,b); al sur, los poljes de Guadalaviar-Villar del Cobo-Frias de Albarracín (Peña *et al.*, 1.989, 1991) y al sureste los poljes de Torrijas-Abejuela (Gutiérrez *et al.*, 1983) y Barracas-Alcotas (Peña *et al.*, 1987). En la Serranía de Cuenca los del Río Guadazaón (Gutiérrez y Valverde, 1994) y Fuentelespino de Moya (Sánchez, 1990). Más al noroeste se localizan los poljes de Layna (Gracia *et al.*, 1996) y Matalebreras en Soria, y Guardera y Varenosas en la provincia de Guadalajara. Los poljes presentan varias superficies de aplanamiento por disolución. En estas superficies se reconocen los efectos de los procesos de corrosión kárstica. También sobre estos aplanamientos se pueden encontrar campos de dolinas. Los poljes en su evolución tienden a compartmentarse y a reducirse de tamaño de tal modo que las superficies más bajas ocupan una menor área. Durante la profundización del polje su fondo puede alcanzar una formación impermeable (por ejemplo, Keuper, Utrillas) interrumpiendo el drenaje subterráneo y su evolución kárstica.

El endokarst parece alcanzar un desarrollo moderado, a juzgar por las pocas exploraciones espeleológicas realizadas. Es posible que la etapa de deformación del Plioceno superior haya compartimentado las galerías existentes. No obstante, alcanzan un importante valor estético la Cueva de Molinos (Teruel) y las de Vall d'Uxó (Castellón). De mayor importancia científica son los antiguos depósitos kársticos que contienen restos paleontológicos y arqueológicos del Pleistoceno, como Layna y Torralba en el NO de la Cadena (Howell *et al.*, 1995). Sin embargo, Atapuerca (Burgos) es el lugar de mayor importancia paleontológica de la Península. Este yacimiento contiene rellenos kársticos de decenas de metros de espesor, con una enorme riqueza de restos de mamíferos, homínidos y artefactos (Carbonell *et al.*, 1995). Los estudios magneto-estratigráficos indican una edad superior a 780.000 años (Parés y Pérez-González, 1995).

En relación con algunos cursos fluviales se desarrollan acumulaciones travertínicas, como las del río Guadalaviar (Sancho *et al.*, 1997) en las que se señalan dos etapas óptimas para la precipitación de estos sedimentos (6800-7300 años B.P. y 4600 años B.P.). En el valle del Jiloca, entre Caminreal y Calamocha, se encuentran travertinos de al menos 22,5 m. de potencia, obtenidas por sondeos (Gracia, 1990) habiéndose obtenido en el techo de la acumulación una edad por U/Th de 312.000 ± 86.000 años B.P. (Gracia y Cuchi, 1993). Otros importantes edificios travertínicos aparecen en los valles de los ríos Mesa y Piedra; en este último se reconocen hasta tres sistemas de cascadas travertínicas progradantes, con espesores sedimentarios superiores a los 50 m.

En la Cordillera Ibérica también se reconocen ejemplos espectaculares de karst en evaporitas. En el entorno de la confluencia de los ríos Jalón, Jiloca y Perejiles y en las áreas de Villalba Baja y Orrios-Escoriuhuela en el valle del Alfambra, los depósitos aluviales cuaternarios registran fenómenos de subsidencia sinsedimentaria y postsedimentaria (Gutiérrez, 1998). En el apartado de formas fluviales han sido tratados los efectos de la karstificación en yesos, ya que afectan a las terrazas suprayacentes. Al Sur de Calatayud en las zonas denominadas de Maluenda ($4,4 \text{ km}^2$) y del Perejiles (12 km^2), los sedimentos neógenos detrítico-carbonatados situados sobre las formaciones evaporíticas han subsidiado debido a la karstificación de los materiales solubles infrayacentes. En ambas áreas la subsidencia postsedimentaria ha alcanzado más de 200 m (Gutiérrez, 1996, 1998).

La actividad glaciar se limita al sector noroccidental, donde se reconocen circos glaciares con morrenas próximas al umbral de salida. En la Sierra de la Demanda se localizan 27 circos (García-Ruiz, 1.979), en Urbión y Neila también 27 (Thornes, 1.968), 25 en Sierra Cebollera (Ortigosa, 1986) y 3 en el Moncayo (Pellicer, 1.980). Estas tres últimas morfologías glaciares constituyen los vestigios más meridionales de la acción glaciar en la Cordillera Ibérica. Los procesos periglaciares alcanzan gran actividad en las sierras anteriormente señaladas y en las zonas elevadas del resto de la Cadena. Los nichos de nivación y los glaciares ro-



Figura 7. Río de bloques. Orihuela del Tremedal (Provincia de Teruel).

cosos son relativamente frecuentes en las sierras afectadas por glaciarismo (García-Ruiz, 1979; Ortigosa, 1986). Las acumulaciones de ladera como canchales, laderas de bloques, *protalus rampart*, *grèzes litées* y las morfologías de solifluxión son comunes en las sierras y macizos de la Cordillera y han sido citadas por numerosos autores. En la Sierra de Javalambre se reconocen círculos clasificados, anidados en una dolina en embudo, y escalones no clasificados (Gutiérrez y Peña, 1975). Finalmente, los ríos de bloques (Figura 7) del Macizo del Tremedal, de hasta 2 km de longitud, constituyen formas espectaculares y poco frecuentes (Gutiérrez y Peña, 1977).

6. LA CADENA COSTERA CATALANA

Tiene un recorrido de 300 km desde la depresión del Ampurdán hasta los Puertos de Beceite, conectando respectivamente con el extremo oriental de los Pirineos y el noreste de la Cordillera Ibérica. Se trata de una cadena muy estrecha, de no más de 30 km de desarrollo lateral, con dirección nordeste-suroeste y máxima altitud en el Montseny (1712 m).

La composición litológica es muy variada, incluyendo materiales paleozoicos (esquistos, pizarras y calizas, junto a intrusiones graníticas de pequeña entidad). Después del plegamiento hercínico se depositó una cobertura mesozoica con espesor creciente hacia el sur. El plegamiento alpino provocó la aparición de dos alineaciones montañosas paralelas (Cordillera Prelitoral y Litoral) separadas por una depresión intermedia (Depresión Prelitoral) que es en realidad una sucesión encadenada de fosas tectónicas. Estas últimas se llenaron de materiales continentales y marinos que alcanzan hasta 1000 m de potencia en la fosa del Penedés. Paralelamente, la erosión desmanteló parte de la cubierta mesozoica de las sierras, de manera que el Paleozoico aflora allí donde esa cubierta era menos potente, es decir, en la mitad septentrional de la cadena. Movimientos posttectónicos han provocado deformaciones en los sedimentos más recientes de las fosas.

La *Cordillera Prelitoral* alcanza al norte su mayor altitud (Montseny y Guilleries), donde los afloramientos paleozoicos guardan restos de antiguas superficies de erosión basculadas por la actividad tectónica. Hacia el sur, el mayor espesor de la cobertura mesozoica explica la sucesión de pliegues que derivan hacia un relieve en cuestas. La forma más espectacular es la garganta que forma el río Ebro antes de alcanzar la depresión de Tortosa.

La *Cordillera Litoral* posee menor altitud y está formada por macizos montañosos individualizados por la incisión de la red fluvial, que a veces aprovecha la presencia de fallas transversales (La Marina, Montnegre, Collserola, Garraf). Esta alineación desaparece al sur de Garraf al ser cortada por la línea de costa.

Por el norte, el contacto con los Pirineos se hace por medio de la Cadena Transversal y la Depresión del Ampurdán. La primera está formada por materiales eocenos (margas, areniscas y calizas) afectados por una intensa fracturación que explica el volcanismo de Olot, el más importante de la Península Ibérica. La Depresión del Ampurdán se localiza entre la Cadena Transversal, el extremo oriental de los Pirineos y el inicio de la Cadena Costera Catalana, mientras que por el este queda abierta al Mar Mediterráneo. Está rellena por materiales marinos relativamente recientes y aportes aluviales de los ríos Ter, Fluviá y Muga.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004). La Cordillera Pirenaica. Definición, Límites y división. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 233-241.

Barrón, G., Echeverría, M. T. y Pacual, R. (1996). Estudio del modelado kárstico en el margen oriental de la Depresión de Mas de las Matas: el campo de dolinas del Tozal de la Catma y el sistema de poljes de La Ginebrosa (Teruel, España). *Grupo de Estudios Marinos*, 16, 9-45.s

Boussouf, S., Irigaray, C. y Chacón, J. (1994). Movimientos de ladera y factores determinantes en la vertiente septentrional de la Depresión de Granada (sector Colomera - Zagra). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (3-4), p. 251 - 260.

Burillo, F., Gutiérrez, M., Peña, J. L. y Sancho, C. (1986). Geomorphological processes as indicators of climatic changes during the Holocene in North-East Spain. En: López Vera, F. (Ed.). *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, 31-44. Madrid.

Burillo, F., Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1981). El cerro del castillo de Alfambra (Teruel). Estudio interdisciplinar de Geomorfología y Arqueología. *Kalathos*, 1, 7-63. Teruel.

Calvo, A., Gutiérrez, M., Peña, J. L. y Simón, J. L. (1983). Morfología de vertientes y neotectónica en el Macizo de Javalambre (Provincia de Teruel). *Actas VI Reunión del G.E.T.C.*, 429-448. Vigo.

Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M., Arsuaga, J. L., Diez, J. C., Rosas, A., Cuenca-Bescós, G., Sala, R., Mosquera, M. y Rodríguez, X.P. (1995). Lower Pleistocene hominids and artifacts from Atapuerca-TDG (Spain). *Science*, 269, 826-829.

Corominas, J. y Moya, J. (1999). Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology*, 30: 79-93.

Chueca, J., Peña, J. L., Lampre, F., García Ruiz, J. M. y Martí Bono, C. (1998). *Los glaciares del Pirineo aragonés: Estudio de su evolución y extensión actual*. Universidad de Zaragoza, 104 pp. Zaragoza.

Durán, J. J. y López Martínez, J. (eds.)(1999). *Karst en Andalucía*. ITGE, 192 pp.

Echeverría, M. T. (1993). La depresión kárstica de la Cañada Hermosa. Rasgos Geomorfológicos. En: *El Cuaternario de España y Portugal*. I.T.G.E. y A.E.Q.U.A., Madrid, 1990. Vol I, 81-86.

Eraso, A., López-Acevedo, V., López, M. A., Navarro, J. V., Suso, S. y Santos, V. (1979). Estudio de la torcas de los Palancares y Cañada del Hoyo en el karst de la Serranía de Cuenca. *Kobie*, 9, 7-69. Bilbao.

García-Ruiz, J. M. (1979). El glaciarismo cuaternario en la Sierra de la Demanda (Provs. de Logroño y Burgos, España). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 5, 3-25. Logroño.

García Ruiz, J. M. y Puigdefábregas, J. (1982). Formas de erosión en el flysch eoceno surpirenáico. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 8: 85-126.

García Ruiz, J. M., Alvera, B., Del Barrio, G. y Puigdefábregas, J. (1990). Geomorphic processes above timberline in the Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development*, 10: 201-214.

García Ruiz, J. M., Valero, B., Martí Bono, C. y González Sampériz, P. (2002). Asynchronicity of maximum glacier advances in the Central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18: 61-72.

Gómez Ortiz, A., Salvador, F., Sánchez, S., Simón, M., Capel, J. J., Schulte, L. y García, A. (1998). Morfología de cumbres de Sierra Nevada. Una aproximación a la dinámica glaciar y periglaciar. En A. Gómez; F. Salvador y A. García (eds.): *Itinerarios geomorfológicos por Andalucía oriental*. V Reun. Nac. Geomorfología, Serv. Publ. Univ. Barcelona, p. 37 - 63.

González, J. A.; Ordóñez, S. y García del Cura, M. A. (1987). Evolución geomorfológica de las Lagunas de Ruidera. *Estudios Geológicos*, 43, 227-239.

González Díaz, I., Remondo, A., Díaz de Terán, J. R. y Cendrero, A. (1999). A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology*, 30: 95-114.

Goy, J. L., Zazo, C. and Dabrio, C. J. (2003).- A beach - ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50, p. 251 - 268.

Gracia, F.J. y Cuchi, J. A. (1993). Control tectónico de los travertinos fluviales del río Jiloca (Cordillera Ibérica). En: El Cuaternario de España y Portugal. I.T.G.E. y A.E.Q.U.A., Madrid, 1990. Vol. II 697-706.

Gracia, F.J.; Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. (1996).- Los poljes de la región de Layna (Cordillera Ibérica noroccidental). *Cuaternario y Geomorfología*, 10, 33-45.

Gracia, F.J., Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. (1999). El Polje de Gallocanta (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, 351-368.

Gracia, J. (1990). *Geomorfología de la región de Gallocanta*. Facultad de Ciencias. Tesis Doctoral, 660 p. Zaragoza.

Gracia, J. (1995). Shoreline forms and deposits and Gallocanta Lake (NE Spain). *Geomorphology*, 11, 323-335.

Gracia, J., Leranoz, B. y Gutiérrez, M. (1988). Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 1/2, 135-142.

Gutiérrez, F. (1994). Subsistencia kárstica sinsedimentaria en el sistema aluvial Jalón-Jiloca (Fosa de Calatayud). En: Arnáez, J.; García-Ruiz, J.M. y Gómez, A. (Eds.). *Geomorfología de España*, Vol. I, 133-147. Logroño.

Gutierrez, F. (1995). Synsedimentary and postsedimentary subsidence due to gypsum karstification and derived hazards (Calatayud Graben, Iberian Range, Spain). En: Barrends, F.B.J.; Brouwer, F.J.G. y Schröder, F.H. (Eds.). *Land Subsidence Natural Causes, measuring techniques and the Groningen gasfields*. Proceedings of the Fifth International Symposium of Land Subsidence. Balkema, 45-57. La Haya.

Gutierrez, F. (1996). Gypsum karstification induced subsidence: Effects on alluvial systems and derived geohazards (Calatayud Graben, Iberian Range, Spain). *Geomorphology*, 16, 277-293.

Gutiérrez, F. (1998). Fenómenos de subsistencia por disolución de formaciones evaporíticas en las fosas neógenas de Teruel y Calatayud (Cordillera Ibérica). Univ. De Zaragoza, Facultad de Ciencias. Tesis Doctoral, 569 p. Zaragoza.

Gutiérrez, F. y Cooper, A. H. (2001). Evaporite dissolution subsidence in the historical city of Calatayud, Spain: damage appraisal and prevention. *Natural Hazards*. (en prensa)

Gutiérrez, F.; García-Hermoso, F. y Cooper, A. H. (2000). Spatial assessment, mitigation and prevention of evaporite dissolution subbsidence damage in the historical city of Calatayud, Spain. In: Carbognin, L., Gambolati, G. y Johnson, A. I. (Eds.). Proceedings of the Sixth International Symposium on Land Subsidence. *Land Subsidence*, Vol. 1, 237-248.

Gutiérrez, F.; Gracia, F. J. y Gutiérrez, M. (1996). Consideraciones sobre el final del relleno endorreico de las fosas de Calatayud y Teruel y su paso al exorreísmo, implicaciones morfoestratigráficas y estructurales. En: Grandal, A. y Pagés, J. (Eds.). *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21, 23-43. O Castro (A Coruña).

Gutiérrez, F., Ortí, F., Gutiérrez, M., Pérez-González, A., Benito, G., Gracia, J. y Durán, J. J. (2001). The stratigraphical record and activity of evaporite dissolution subsidence in Spain. *Carbonates and Evaporites*. In press.

Gutiérrez, M. y Gracia, F. J. (1997). Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). En: Widdowson, M.(Ed.). *Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*. Geological Society Special Publication, 120, 147-158. London.

Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1975). Karst y periglaciarismo en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, 86, 561-572. Madrid .

Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1977). Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Boletín Geológico y Minero*, 88, 109-115. Madrid.

Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1979a). El karst de los Llanos de Pozondón (Sierra de Albarracín). *Teruel*, 61-62, 39-46. Teruel.

Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1979b). El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín). *Estudios Geológicos* 35, 651-654. Madrid.

Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1979c). Deslizamientos intracuaternarios de bloques en la región de Villel (provincia de Teruel). *Estudios Geológicos*, 35, 299-303. Madrid.

Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1989). El karst de la Cordillera Ibérica~. En: Durán, J.J. y López, J. (Eds.). *El Karst en España*. Monografía de la SEG, 4, 151-162. Madrid.

Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1994). Cordillera Ibérica. En: Gutiérrez, M. (Coord.). *Geomorfología de España*. Ed. Rueda, 251-285. Madrid.

Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1998). Geomorphology and late Holocene climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology*, 23, 205-217.

Gutiérrez, M. y Valverde, M. (1994). El sistema de poljes del río Guadazaón (Cordillera Ibérica, Prov. de Cuenca). *Cuaternario y Geomorfología*, 8, 87-95.

Gutiérrez, M., Peña, J. L. y Sánchez, M. (1985). Dolinas aluviales en los materiales yesíferos de Villalba Baja (Teruel). *Actas 1ª Reuniao do Quaternario Iberico*, v.II, 427-438. Lisboa.

Gutiérrez, M., Peña, J. L. y Simón, J. L. (1982). El polje de Vistabella del Maestrazgo (provincia de Castellón). *Reunión Monográfica sobre el Karst-Larra* 82, 95-104.

Gutiérrez, M., Peña, J. L. y Simón, J. L. (1983). Los poljes de la región de Torrijas-Abejuela (provincias de Teruel, Castellón y Valencia). *Teruel*, 69, 99-108. Teruel.

Howell, F. C., Butzer, K. W., Freeman, L.G. y Klein, R.G. (1995). Observations on the Acheulean occupation site of Ambrona (Soria, province Spain) with particular reference to recent investigations (1980-1983) and the lower occupation. *Jahrbuch des Rönisch Germanischen*. Zentralmuseum Mainz, 38, 33-82.

López Bermúdez, F. y Romero Díaz, M. A. (1989). Piping erosion and badland development in south-east Spain. *Catena Suppl.* 14, p. 59 - 73.

Lozano, M. V. (1988a). *Estudio geomorfológico de las Sierras de Gúdar (provincia de Teruel)*. Tesis Doctoral. Facultad de Filosofía y Létras, 804 p. Universidad de Zaragoza (inédita).

Lozano, M. V. (1988b). Los poljes del sector de Mosqueruela (Serranía de Gúdar-Maestrazgo, provincia de Teruel). *Cuaternario y Geomorfología*, 2, 57-66. Zaragoza.

Lozano, M. V. y Jiménez, A. (1990). El karst de los Llanos de Villaseco (Cordillera Ibérica Oriental, provincia de Teruel). *I Reunión Nacional de Geomorfología*, 115-124. Teruel.

Martínez de Pisón, E. y Arenillas, M. (1979). Algunos problemas de morfología glaciar en la España atlántica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 445-450.

Mather, A.E., Griffiths, J.S. y Stokes, M. (2003). Anatomy of a 'fossil' landslide from the Pleistocene of SE Spain. *Geomorphology*, 50 (1-3), p. 135 - 149.

Moissenet, E. (1985). Le Quaternaire moyen alluvial du Fossé de Teruel (Espagne). *Physio-Géo*, 14/15, 61-78.

Ortigosa, L. (1980). *Geomorfología glaciar de la Sierra Cebollera (Sistema Ibérico)*. Instituto de Estudios Riojanos, 77 p. Logroño.

Parés, J. P. y Pérez-González, A. (1995). Paleomagnetic age from hominid fossils at Atapuerca archaeological site, Spain. *Science*, 269, 830-832.

Pellicer, F. (1980). El periglaciarismo del Moncayo. *Geographicalia*, 7/8, 3-25. Zaragoza.

Peña, J. L. (1983). *La Conca de Tremp y las Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana*. Instituto de Estudios Ilerdenses, 373 pp. Zaragoza.

Peña, J. L., Echevarría, M. T. y Jiménez, A. (1991). El sistema de poljes de Guadalaviar-Villar del Cobo-Frías de Albarracín (provincia de Teruel). *Teruel*, 82, 79-100.

Peña, J. L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M. J., Lozano, M. V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J. L., Soriano, M. A. y Yetano, M. (1984). *Geomorfología de la Provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, 149 p. Teruel.

Peña, J. L., Gutiérrez, M., y Simón, J. L. (1987). El polje de Barracas-Alcotas (prov. de Castellón y Teruel). *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario*, 135-138. Santander.

Peña, J. L., Jiménez, A. y Echevarría, M. T. (1989). Geomorphological cartography and evolutionary aspects of the Albarracín Sierra Poljes (Eastern Iberian Ranges, Teruel). *Geografía Física e Dinámica Quaternaria*, 12, 51-57. Torino.

Rodríguez Vidal, J. y Gracia, F. J. (2004). Evolución geomorfológica del Sur de Iberia durante el Neógeno y el Cuaternario. En: *Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre*, vol. I. Zona Arqueológica, Alcalá de Henares, nº 4, p. 124 – 133.

Rodríguez Vidal, J., Gracia, F. J. y Cáceres, L. M. (1998). Geomorfología estructural y neotectónica de la Sierra de Gádor oriental (Cordilleras Béticas, Almería). En A. Gómez Ortiz y F. Salvador (Eds.): *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*. Serv. Publ. Univ. Barcelona, p. 97 - 106.

Sánchez, M. (1990). Los poljes de la región de Fuentelespino de Moya (Serranías de Cuenca). *I Reunión Nacional de Geomorfología*, 135-146. Teruel.

Sancho, C., Peña, J. L. y Meléndez, A. (1997). Controls on Holocene and present-day travertins formation in the Guadalaviar river (Iberian Chain, NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 41, 289-307.

Sanz de Galdeano, C. and López Garrido, A. C. (1999). Nature and impact of the neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain). *Geomorphology*, 30, p. 259 - 272.

Serrano, E. (1996). El complejo morrénico frontal del valle de Trueba (Espinosa de los Monteros, Burgos). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21: 505-517.

Serrano, E. (1998). *Geomorfología del Alto Gállego, Pirineo Aragonés*. Institución Fernando El Católico, 501 pp. Zaragoza.

Silva, P., Mather, A. E., Goy, J. L., Zazo, C. y Harvey, A. M. (1996). Controles en el desarrollo y evolución del drenaje en zonas tectónicamente activas: el caso del río Mula (región de Murcia, SE España). *Rev. Soc. Geol. España*, 9, (3-4), p. 269 - 283.

Simón, J. L. (1984). *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Instituto de Estudios Turolenses, 269 p. Teruel.

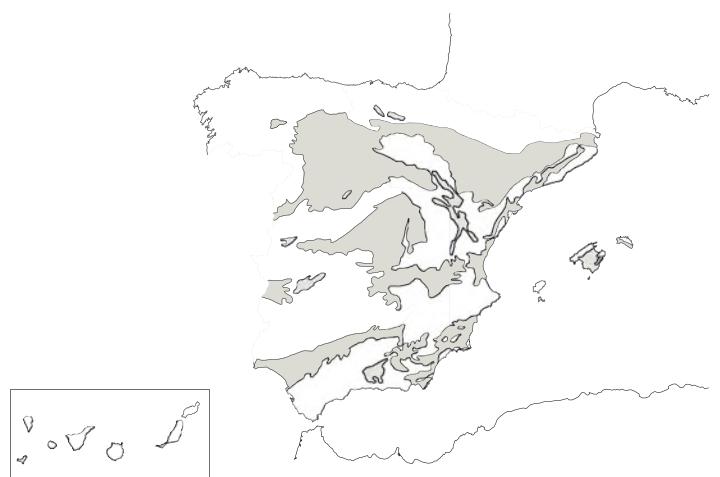
Sopeña, A. y de Vicente, G. (2004). Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. Ragos Generales: En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 467-470

Thornes, J. (1968). Glacial and periglacial features in the Urbión Mountains, Spain. *Estudios Geológicos*, 24, 249-258.

Vera, J. A. (2004). Cordillera Bética y Baleares. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 345-464.

Vidal Bardán, M. y Sánchez Carpintero, L. (1990). Análisis e interpretación de algunas cuestiones que plantea el complejo de morrenas y terrazas del río Aragón (Huesca). *Cuaternario y Geomorfología*, 4: 107-118.

Viseras, C. y Fernández, J. (1992). Sedimentary basin destruction inferred from the evolution of drainage systems in the Betic Cordillera, southern Spain. *Jour. Geol. Soc. London*, 149, p. 1021 - 1029.



LAS CUENCAS CENOZOICAS

M. Gutiérrez Elorza¹, F. Gutiérrez Santolalla¹, F. Nozal Martín², A. Pérez González³ y A. Salazar Rincón²

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

E-mail: mgelorza@unizar.es; fgutier@unizar.es

(2) Dirección de Geología y Geofísica. Instituto Geológico y Minero de España. C/ La Calera, 1. 28760 Tres Cantos (Madrid).

E-mail: f.nozal@igme.es; a.salazar@igme.es

(3) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.

E-mail: alfredog@geo.ucm.es

1. INTRODUCCIÓN

Las Cuencas Cenozoicas de la Península Ibérica son el resultado final de un conjunto de procesos tectónicos y sedimentarios que actuaron independientemente en el tiempo y en el espacio, pero estrechamente relacionados, y que confieren a cada una de estas cuencas sus características geológicas, geométricas y morfológicas. Ocupan posiciones tanto interiores como epicontinentales y su relleno sedimentario pudo haber ocurrido bajo condiciones endorreicas o en condiciones abiertas. Su génesis y evolución geodinámica posterior, son la respuesta a la convergencia de las placas Europea e Ibérica y a la colisión de esta última con la placa Africana y, en definitiva, son el resultado del cambio desde un régimen tectónico extensional durante el Mesozoico a un régimen compresional en el Cenozoico (Civis, 2004).

Desde un punto de vista geomorfológico, este dominio da lugar casi siempre a áreas que se sitúan topográficamente más bajas que los relieves circundantes; Por ello, constituyen el conjunto morfoestructural denominado Depresiones Terciarias (Gutiérrez Elorza, 1989). En el territorio peninsular existen cuatro grandes depresiones que toman el nombre de los principales ríos que las drenan, las tres primeras son interiores y la última ocupa una posición externa:

- La Depresión del Duero. De planta casi rectangular, pero con dos apéndices en su base (Cuenca de Almazán y Ciudad Rodrigo), es la de mayor extensión y ocupa buena parte del cuadrante noroccidental de la Península. Conecta con la del Ebro a través del corredor de la Bureba. El relleno de su cuenca es continental y de edad Paleógeno y Neógeno.
- La Depresión del Ebro. Es de forma triangular y está situada en el NE. Es la cuenca de antepaís de los Pirineos, pero también está bordeada por las cordilleras Ibérica y Costero Catalana. La sedimentación en su cuenca fue marina y exorreica durante buena parte del Paleógeno, pero pasa a ser endorreica durante el Oligoceno y Mioceno.
- La Depresión del Tajo. Está situada en el centro de la Península Ibérica y tiene una planta aproximadamente triangular pero con prolongaciones hacia el sur (Llanura Manchega) y sureste (Cuenca del Júcar y Cabriel). El relleno de su cuenca es continental y de edad Paleógeno y Neógeno.
- La Depresión del Guadalquivir. Es la más meridional de las cuatro y su planta es triangular. Constituye la cuenca de antepaís nord-bética. Su relleno, que por la posición exterior que tiene la Cuenca ocurrió en condiciones exorreicas, es mayoritariamente Marino y de edad Neógeno.

Además, existen numerosas cuencas de menor tamaño que se localizan tanto sobre el Basamento o Macizo Antiguo como asociadas al dominio morfoestructural de las Cadenas Alpinas (Principalmente en las Béticas, Baleares, Ibérica y Costero Catalana).

2. LA DEPRESIÓN DEL DUERO

La Cuenca del Duero se localiza en el borde oriental del Macizo Ibérico (sector oriental de la Meseta Septentrional), ocupando una superficie de aprox. 50.000 km², siendo la mayor de las tres grandes cuencas cenozoicas interiores de la Península Ibérica. Se trata de una depresión intraplaca rellena de materiales sedimentados en ambiente continental y dominantemente endorreico (fluvial y lacustre) originada como resultado de la estructuración y levantamiento alpino de las cordilleras limítrofes, es decir, la Cordillera Vasco-Cantábrica al norte, Cordillera Ibérica al este, y Sistema Central al sur, que han funcionado como bordes activos, respecto a los cuales tiene el carácter de cuenca de antepaís. El basamento varisco del Macizo Ibérico situado al oeste de la Cuenca no presenta ningún relieve destacado y corresponde a la penillanura Zamorano-salmantina, que se hunde progresivamente hacia el E y NE y constituye su borde pasivo.

Dichos bordes activos han suministrado el volumen principal del relleno sedimentario de la cuenca y condicionado la geometría de la misma. Esta configuración produjo una distribución de facies aparentemente concéntrica, con abanicos aluviales en la periferia y ambientes lacustres-palustres en las zonas más centrales o deprimidas. El endorreísmo de la cuenca se mantuvo hasta el Mioceno sup., al menos para los sectores centro-orientales, finalizando éste, cuando la red fluvial atlántica (el actual tramo portugués del Duero) en su progresiva acción remontante hacia el Este, sobrepasó el Macizo Ibérico y alcanzó el relleno terciario; a partir de ese momento comienza el exorreísmo y la morfogénesis fluvial erosiva, el vaciado de la misma (Martín Serrano, 1988).

En su extremo noroccidental se comunica con la Cuenca del Ebro a través del corredor de La Bureba, y en su extremo suroriental mediante el corredor de El Burgo de Osma, se prolonga en la depresión de Almazán, limitada por las dos ramas de la C. Ibérica, y que ha sido en parte capturada por el río Jalón, afluente por la derecha del Ebro. En su extremo suroccidental aparecen también las fosas de Ciudad Rodrigo, de Peñaranda-Alba y la depresión de Muñico, mucho más pequeña.

La depresión del Duero con una altitud media elevada, del orden de unos 850 m, constituye una gran unidad morfoestructural con modelado diversificado, función de dos factores principales: sustrato litológico y características de la red de drenaje, puesto que se trata de una cuenca sedimentaria en proceso de vaciado. El drenaje está controlado por un colector principal, el río Duero, que la cruza transversalmente en sentido este-oeste, desde Soria en la depresión de Almazán hasta los sectores centrales de la depresión, al sur de Valladolid. En la mitad septentrional, aparecen dos sistemas de planta triangular y trazado arborescente, organizados en torno al Esla en la mitad oriental y al Pisuerga en el oriental.

Los cursos de la mitad meridional, en general menos importantes, conforman una red perpendicular al Duero con ríos de poco caudal, excepto el Tormes, que cruza la depresión por el extremo SO, encajándose en la penillanura Salmantino-Zamorana hasta su confluencia con el Duero.

De acuerdo con los diferentes modelados desarrollados en función del sustrato litológico y de las peculiaridades de la morfogénesis fluvial impuesta como proceso dominante, podemos dividir la Depresión en tres grandes sectores o dominios con características propias:

- El sector noroccidental, que engloba a los páramos detríticos leoneses y palentinos y la Tierra de Campos, con morfogénesis fluvial dominante y amplio desarrollo de altas superficies aluviales y terrazas fluviales.
- El sector centro-oriental, que corresponde a la región de los páramos calcáreos, con un característico relieve estructural tabular.
- El sector meridional corresponde a las Campiñas del sur y a las Tierras de Medina, con un relieve de formas suaves y superficies inclinadas ligeramente hacia el SE.

El sector noroccidental es una región de paisajes abiertos, dominada por importantes cursos fluviales a los que se asocian amplios sistemas de terrazas fluviales con canturrales fundamentalmente cuarcíticos, frecuentemente en relieve invertido por evolución de la morfogénesis fluvial. Correspondría en su mayor parte a los denominados páramos detríticos leoneses y palentinos y a la Tierra de Campos.

Aparece limitado en su borde occidental por el relieve diferencial, de carácter apalachiano, del Macizo Ibérico, correspondiente a las Sierras de La Cabrera, El Teleno y La Culebra, que destacan sobre la prolongación de la penillanura Zamorana. El borde septentrional, de trazado rectilíneo, corresponde a un borde tectónico complejo de orientación E-O que relaciona los relieves alpinos del macizo Astúrico-leonés de la Cordillera Cantábrica con el terciario detrítico de la Cuenca, articulándose mediante una estrecha franja de materiales terrígeno-carbonatados cretácicos en posición verticalizada que aflora a lo largo del "valle de contacto". El límite meridional vendría definido por el Duero, entre Zamora y Toro, para después continuarse en dirección NE a lo largo del borde NO de los páramos calcáreos palentinos y burgaleses.

Los páramos detríticos corresponden por un lado a superficies altas, que definen el techo del piedemonte, y por otro a los distintos sistemas de terrazas escalonadas de los principales ríos. Al primer tipo pertenecen las rañas de Camposagrado, El Rabizo, Cistierna-Quintana del Monte y Guardo; mas hacia el este, en el interfluvio Valdivia-Pisuerga aparecen también altos replanos detríticos correspondientes al abanico silíceo de Cervera de Pisuerga y, a terrazas altas desarrolladas por el Valdivia, Boedo y el propio Pisuerga.

La comarca de El Páramo leonés s.s. corresponde al sistema de terrazas del Órbigo. En el interfluvio Esla-Cea, un detallado seguimiento cartográfico junto con el estudio de los dispositivos de terrazas conservadas pertenecientes a dichos ríos han permitido deducir un interesante fenómeno de captura fluvial (Nozal y Espina, 1994), que ha dejado su impronta en el paisaje. Por un lado, la migración hacia el oeste de las 7 primeras terrazas (altas y medias) del Esla ha conformado una amplia superficie de relieve plano, es decir otro "páramo detrítico" denominado Páramo de los Payuelos; en esta amplia superficie, las terrazas y sus respectivos escarpes presentan una disposición meridiana, es decir N-S, mientras migraba hacia el Oeste. Además, se observa que las terrazas altas y medias del Esla convergían con las del Cea (siendo algunas de ellas comunes), para inmediatamente después de su confluencia, girar hacia el SO, y ya como un único curso fluvial, encajarse hacia el SE abandonando sus terrazas en la margen derecha, de tal modo, que al SE de los Payuelos, aparece un conjunto de cerros de cumbre plana escalonados hacia el sureste. Es un buen ejemplo de "cerros testigo" y de relieve invertido, donde los depósitos fluviales correspondientes a las terrazas altas del paleo-Esla ocupan los relieves más altos, conocidos como "Los Oteros".

El último trazado del paleo-Esla antes de la captura, que corresponde a la terraza T7, y que confluía con el Cea al norte de la localidad de Mayorga, 35 km al norte de donde lo hace en la actualidad, corresponde al tramo de "valle decapitado" por la captura, que se extiende desde la localidad de Santas Martas hasta la de Albirés, habiendo perdido su funcionalidad en el tramo superior (cerca de la captura), siendo aprovechado y excavado aguas abajo por el actual arroyo de La Vega, que recoge gran parte de la escorrentía superficial del páramo de los Payuelos.

La captura del paleo-Esla debió tener lugar, a la altura de Mansilla de las Mulas, por el retroceso en cabecera de un pequeño afluente (por la izquierda) del Porma, que discurría algo más bajo topográficamente que el Esla, consecuencia del progresivo avance de la erosión remontante.

El abanico de Raña de Guardo se extiende más de 30 km hacia el sur con una pendiente media del 7 %; el río Carrión disecta el abanico, dando lugar a sendas plataformas de raña conservadas en ambas márgenes. El valle de Carrión es totalmente asimétrico, con cerca de 20 niveles de terrazas escalonadas en la margen derecha (Olivé *et al.*, 1982).

La Tierra de Campos queda enmarcada por los relieves invertidos de las altas plataformas aluviales del Carrión (terrazas altas) y la margen meridional del Cea-Esla, el límite meridional lo forman el Duero en Zamora y la cuesta y el reborde septentrional del páramo calcáreo del Monte de Torozos. La Tierra de Campos corresponde a un modelado poligénico de carácter banal desarrollado sobre limos arcillosos y algunos paleosuelos carbonatados. La morfogénesis fluvial impuesta por los ríos Valderaduey y Sequillo, de carácter autóctono, es poco destacada, correspondiendo al propio río y a su escaso sistema de terrazas dispuesta en la margen derecha en el caso del Valderaduey.

Lo más destacable son por un lado, los fenómenos de endorreísmo que presenta, al SO entre Benavente y Zamora, las lagunas de Villafáfila, y La Nava al noroeste de Palencia, y por otro, la presencia de una antigua superficie encostrada con amplio desarrollo, que da lugar a un plano estructural con retoques erosivos fosilizada por la facies Tierra de Campos y actualmente exhumada, la superficie de Valderaduey, a la que se asocian procesos de carbonatación y argilización y que se prolonga por el borde occidental paleozoico (Martín-Serrano *et al.*, 1989).

El sector centro-oriental corresponde a la región de los páramos calcáreos miocenos (Figura 1), quedando limitada al noroeste por la Tierra de Campos y los páramos detríticos palentinos, el límite meridional queda definido por las campiñas del sur siguiendo el Duero hasta la altura de Valladolid para cruzando éste, englobar los páramos calcáreos de Iscar- Peñafiel-Campaspero, continuar bordeando el Macizo de Honrubia y prolongarse, mediante el corredor de El Burgo de Osma, por la cuenca de Almazán.

Los páramos calcáreos son magníficas superficies estructurales horizontales de sedimentación definidas sobre calizas lacustres miocenas, que en detalle corresponden a superficies subestructurales con retoques poligénicos, en algunos casos de erosión-acumulación, como en el Páramo de Torozos, con desarrollo de carstificación, terra-rossa y costras acintadas de origen edáfico sedimentario (Pérez-González, 1982a). La mayor parte de estos páramos presentan una superficie prácticamente desnuda, con dolinas poco profundas y cuyo borde puede ser difuso o neto, pavimentos rocosos y lapiaces superficiales de carácter alveolar y de agujeros con relleno de arcillas rojas.

La morfogénesis fluvial asociada al vaciado de la Cuenca, en este caso correspondiente al Arlanzón-Pisuerga y al Duero y a la red secundaria asociada a ellos, es la responsable de la puesta en escena de este relieve litológico-estructural tabular por erosión diferencial, en el que los niveles carbonatados más duros han protegido los infrayacentes más blandos, limos, arcillas, margas y yesos, siendo dominante la incisión lineal sobre la areal, de tal forma que el paisaje está conformado por extensas superficies planas sobre calizas lacustres, interrumpidas por valles más o menos amplios con vertientes escarpadas que dan origen a las cuestas (Foto 1). Las laderas o "cuestas" de estos relieves estructurales son formas complejas de erosión, en algunos casos con al menos dos generaciones de glacis, paleovertientes de regularización y formas estructurales de erosión, como replanos de cierta extensión, discretos resalte estructurales en graderío y pequeñas mesas adelantadas o desgajadas por los retrocesos de vertientes, conocidos como "motas".

En el Mioceno medio-sup. (Aragonense sup.-Vallesiense) aparecen al menos tres niveles individualizados de calizas lacustres que dan origen a páramos, con diferente desarrollo según las zonas, así, en el sector suroriental los más desarrollados corresponden a los Páramos Inferior y Superior (Nozal y Herrero, 2005), mientras que hacia los sectores occidental, central y septentrional, el primero de ellos desaparece y es sustituido por un páramo intermedio. Estos diferentes niveles estratigráficos calcáreos conforman los distintos páramos morfológicos que aparecen, culminando por tanto a diferentes cotas, y que a su vez, aparecen incididos o individualizados por los principales cursos fluviales.

Al NO del Pisuerga-Arlanzón aparecen los páramos de Torozos, Astudillo, Castrogeriz y Villadiego, y entre éstos y el Duero, en los alrededores de Burgos, los de Villagonzalo-Pedernales y Santa María del Campo, y más



Figura 1. El Páramo de Corcos incidido por el arroyo Botijas, al fondo el relieve mesozoico de la Sierra de Pradales (borde SE de la Cuenca del Duero)

al sur los grandes páramos del Cerrato (Baltanás) y de Roa, que se continúan hacia el este en los de Cilleruelo y Caleruela, adosados al borde mesozoico. Al sur del Duero, desde el meridiano de Valladolid hacia el este, están los páramos del Portillo, Iscar, Peñafiel, Campaspero, Haza, Fuentelcésped, Ayllón, Morcuera y Peñas Rubias, al sur ya de El Burgo de Osma, y los que aparecen por último, al sur de Almazán.

En los bordes de la Cuenca se reconocen aplanamientos más o menos extensos que corresponden a superficies de erosión labradas preferentemente sobre calizas mesozoicas. La elaboración final de estos arrasamientos coincide con el techo de la sedimentación del último episodio lacustre, observándose cuando ello es posible, un perfecto enlace entre dicha superficie de erosión y el sediplano calcáreo que la fosiliza. Por ello, en los trabajos clásicos se la identificaba como "penillanura pontiense", "finipontiense" o "finimiocena". Solé y Llopis (1952) la denominaron "penillanura fundamental de la Meseta", y consideraban que al finalizar el Mioceno, el relieve alpino del borde de la Meseta y el propio Macizo Ibérico, habían sido reducidos a un estado perfecto de penillanura, interpretación totalmente errónea a la luz de los conocimientos morfotectónicos actuales, donde eso sí, dicha superficie enrasta con el techo del Páramo Superior (Nozal y Herrero, 2005), y constituye tan sólo la rampa o piedemonte de los relieves alpinos, estando fosilizada en algunos casos por las rañas.

Sobre estos planos de erosión se reconocen procesos cársticos, al igual que sobre las calizas del Páramo Superior, correspondería a la "Superficie S2" de Gracia *et al.* (1990). Estas cárstificaciones se interpretan como la primera respuesta a la captura de la Cuenca, consecuencia del descenso de los niveles freáticos lacustres (Nozal, en prensa); de acuerdo con Mediavilla *et al.* (1996), este proceso habría tenido lugar entre el Vallesiense y el Turoliense sup., quedando fosilizada en parte la carstificación por las "series rojas" y los conglomerados cuarcíticos al NO de Honrubia (Ordoñez *et al.*, 1976; Armenteros, 1986).

El sector meridional y suroccidental se desarrolla al sur del Duero y de los páramos calcáreos de Cuellar y Peñafiel, quedando limitado en su extremo meridional por el Sistema Central (Sierras de Ávila y Gredos) y en el borde suroccidental por la penillanura Salmantino-Zamorana.

Es un paisaje desarrollado sobre sustratos detríticos paleógenos y miocenos de naturaleza arcósica, poco coherentes y bastante homogéneos, que dan lugar a un relieve caracterizado por formas suaves, con superficies planas, ligeramente alomadas inclinadas hacia el NE, escalonadas mediante escarpes suavizados, y surcada por extensos valles con escasa incisión, exceptuando el Adaja.

Entre Tordesillas y Medina del Campo, las terrazas del Duero conservadas en su margen izquierda forman un sistema escalonado de 14 niveles (Pérez-González, 1982a) las más altas, en relieve invertido, quedan colgadas (70-80 m) hacia el sur sobre la depresión de Medina, dando origen a un frente morfológico E-O. Al sur de este escalón aparecen extensas superficies generadas por sistemas fluviales tipo braided, coadyuviados por procesos eólicos de deflacción, son las denominadas superficies de Alaejos y Medina, y que recientemente parece que se interpretan en su mayor parte (Camarero *et al.*, en prensa) como superficies estructurales exhumadas desarrolladas sobre arcosas y gravas o superficies fuertemente encostradas, que se hacen equivalentes, al sur del Duero, a la Superficie de Valderaduey.

Sobre dichas superficies el viento ha originado tanto formas de acumulación como de erosión, este proceso ha funcionado repetidas veces a lo largo del cuaternario desde por lo menos el Pleistoceno medio. Se reconocen numerosas cubetas de deflacción de diversos tamaños y depósitos formados por dunas mantos eólicos. Las cubetas suelen presentar formas ovaladas o alargadas según una orientación preferente NE-SO, llegando a alcanzar dimensiones de hasta 5 km de longitud y 800-1.200 m de anchura y profundidades de 6-12 m; desarrollándose en su interior, en muchas de ellas, lagunas temporales que reciben el nombre de "labajos" o "bodones".

La superficie de Alaejos es la que ocupa mayor extensión, presenta en su sector más occidental un suelo rojo con carbonataciones en enrejado o formando una potente costra, a veces con cantos de cuarcita y cuarzo y gradientes del 1-2 % hacia el N y NE. La superficie de Medina del Campo se localiza en las inmediaciones de dicha localidad, aparece encajada en la superficie de Alaejos 8-10 m, pudiendo ser un retoque de la misma, presenta también carbonataciones.

La superficie de Coca-Arévalo parece tener asociada una sucesión fluvial, los cortes muestran canales llenos de bancos de gravas y sets arenosos que pueden alcanzar los 30 m de espesor, las facies, la extraordinaria potencia y la disposición de los replanos que definen dicha superficie, hacen pensar que se trata igualmente, de replanos terciarios (Mioceno inf.-medio) de arcosas y gravas con cierto grado de compacta-

ción, exhumados por acción fluvial y eólica, más que una superficie de origen de origen cuaternario. Valles de fondo plano sobreexcavados de uno a dos metros en dicha superficie, secos la mayoría del año, forman la red funcional actual, que presenta contornos irregulares por capturas remontantes sucesivas de cubetas de deflación próximas.

Las acumulaciones dunares corresponden a formas parabólicas, aisladas o formando asociaciones que se combinan sobreimpuestas o en campos de dunas, como en las proximidades de Arévalo. Pueden llegar a ser de grandes dimensiones, con brazos hectométricos y alturas de cresta de hasta 15 m, aunque lo habitual son 2-5 m. La dirección N 60 E de los ejes de las dunas y de las cubetas de deflación, con sentido de avance de los frentes hacia el NE, atestiguan la procedencia del viento SO. Las dataciones mediante termoluminiscencia en la duna de Burgomillodo (Díez Herrero y Bateman, 1998), han proporcionado dos fases importantes de acumulación, la inferior del Pleistoceno Sup. Terminal, 12-11 ka en el Tardiglaciar wurmiense (estadio isotópico 2), coincidiendo con la etapa fría-árida del periodo Dryas sup. o moderno y Alleröd; arqueológicamente se corresponde con el Paleolítico sup. (Magdaleniense final). La superior correspondería al Holoceno, en la etapa Atlántica, inmediatamente anterior al Óptimo Climático postglaciar (5'5 Ka), que equivale arqueológicamente al Neolítico. Los mantos arenosos serían de hace 2.210-1.490 años (Temiño *et al.*, 1997), aunque algún enterramiento datado como Edad del Bronce, indicaría mayor antigüedad (3.500 años).

El límite suroriental de este sector, es el borde segoviano, que corresponde al piedemonte septentrional del Sistema Central. Se caracteriza por el afloramiento aislado de bloques de basamento (Santa María la Real de Nieva, Lastras de Lama, Sepúlveda, Honrubia) separados unos 30 km al NO de la Sierra, y por la presencia de una cobertura cretácica asociada. Desde unos km al este de Villacastín, el contacto entre el basamento y la cuenca se realiza a través de una cobertura de plegamiento que implica al cretácico y algunos niveles paleógenos, el resultado es un relieve estructural bastante simple y no muy destacado, originado por discretas plataformas (suaves sinclinales) y cuestas de poca inclinación (10°-20°) con frentes escarpados en las calizas y dolomías, recortadas por la incisión fluvial; que en el caso de los relieves de Sepúlveda y Honrubia, los ríos Duratón y Riaza han originado profundos y vistosos cañones ("hoces"), verdaderas gargantas epigénicas entalladas en las calizas mesozoicas y en los conglomerados calcáreos marginales.

Por delante del frente de la cuesta y hasta los relieves del S. Central, se extiende una franja continua de zócalo gneísico-granítico con varios km de anchura, arrasado en forma de pedimento denominado Superficie de Segovia por Birot (1945).

El macizo de Honrubia básicamente se trata de un gran pliegue de propagación de falla vergente al norte, la erosión miocena ha desmantelado el frente septentrional, la charnela y parte del flanco meridional, de forma que este último da lugar a una cuesta morfológica, con frente de fuerte pendiente mirando al norte; tanto por delante del frente como en el dorso se desarrolla un pedimento sobre el sustrato hercínico y/o mesozoico, fosilizado y enrasado con los conglomerados marginales de la serie del Páramo Superior (Nozal y Herrero, 2005), estos a su vez, aparecen fosilizados por las series rojas y los abanicos silíceos (rañas) de Molina y Armenteros (1986). Birot y Solé (1954a) consideraban que al pie de la cuesta afloraba por exhumación la superficie de erosión precretácica, pero en realidad se trata de la parte alta del pedimento finimioceno.

Al pie del puerto de Somosierra se puede observar la falla que limita por el norte el S. Central (López Olmedo *et al.*, en prensa) y el pedimento desarrollado sobre el bloque de techo (rampa de Cerezo), y que ha hecho retroceder el escarpe de falla hasta dar lugar a la vertiente meridional que ahora observamos. Este pedimento al igual que el de Honrubia es fosilizado por la serie de Riaza (Páramo Superior) y la raña de Riaza, que constituye el techo del piedemonte en la zona, a partir del cual se inicia la disección fluvial, bien marcada por una sucesión bastante completa de terrazas escalonadas del propio río Riaza y del Aguisejo. Tanto la superficie de erosión de Honrubia como la rampa de Cerezo, correspondería con distinto significado y edad a la planicie de meseta M3 de Schwenzner (1936).

3. LA DEPRESIÓN DEL EBRO

La Depresión del Ebro constituye una de las cuatro grandes depresiones terciarias de la Península Ibérica. Tiene forma triangular, limitando al N con los Pirineos, al SE con la Cordillera Costera Catalana, al S-W con la Cordillera Ibérica; en su extremo W enlaza con la Depresión del Duero a través del corredor de La

Bureba. Las cordilleras que rodean la depresión favorecen las condiciones continentales y secas del área, en la que predomina un clima semiárido. El río Ebro disecta los sedimentos terciarios que rellenan la cuenca y atraviesa la Cordillera Costera Catalana llevando sus aguas al mar Mediterráneo.

La sedimentación de la Cuenca del Ebro, que constituye la cuenca de antepaís meridional de los Pirineos, está representada durante las primeras etapas por depósitos marinos paleocenos y eocenos. La sedimentación marina finalizó con la regresión Priaboniense en el Eoceno sup., durante la que se depositaron potentes formaciones evaporíticas en ambientes marinos someros. Con posterioridad la Cuenca del Ebro no volvió a ser ocupada por el mar, convirtiéndose en una cuenca continental endorreica. Durante el relleno de la Cuenca en condiciones endorreicas (Oligoceno-Mioceno) se desarrollaron sistemas de abanicos aluviales al pie de los relieves circundantes y ambientes lacustres-palustres con sedimentación evaporítica o carbonatada en el o los depocentros de la Cuenca. En el sector central y occidental de la Cuenca, el final de la sedimentación terciaria endorreica está representada por potentes calizas del Mioceno sup.. La potencia alcanzada por la sedimentación terciaria es de 3.000-4.000 m. en el borde pirenaico y más de 5.000 m. en la zona riojana.



Figura 2. Monolitos de conglomerados en el borde de las Sierras Exteriores Pirenaicas. Mallos de Riglos (Provincia de Huesca).

A finales del Terciario y posiblemente en relación con el levantamiento relativo de la Península Ibérica y la subsidencia tectónica del mar Mediterráneo, la Depresión pierde su carácter endorreico y comienza a drenar hacia el mar a través del río Ebro, con la consiguiente evacuación selectiva de los sedimentos del relleno (Gutiérrez y Peña, 1994). El río Ebro y sus afluentes se han encajado en los depósitos terciarios siendo responsables de buena parte de las características geomorfológicas de la Depresión del Ebro. Esta

excavación diferencial dio lugar al desarrollo de formas estructurales, tales como mesas y plataformas en depósitos neógenos y relieves plegados en los paleógenos. En los márgenes se encuentran grandes monolitos conglomeráticos (Figura 2) y en toda la Depresión secuencias escalonadas de glacis y terrazas. Los depósitos cuaternarios cubren aproximadamente una tercera parte de la Depresión del Ebro y las formaciones que ocupan una mayor superficie corresponden a glacis y terrazas, con frecuencia coronados por caliches.

Las plataformas calcáreas, localmente denominadas muelas o planas, están recubiertas discordantemente por depósitos detriticos acompañados de caliches. Estos depósitos corresponden a glacis inclinados hacia el Ebro (Zuidam, 1976), cuya constitución litológica evidencia un aporte aluvial procedente de los Pirineos y de la Cordillera Ibérica hacia el eje de la Depresión. Durante esta época se configuró el primitivo río Ebro (Gutiérrez y Peña, 1994).

Los glacis se han dividido en dos grupos en función de su cronología relativa y posición: pliocuaternarios y cuaternarios. Los primeros se localizan en divisorias topográficas y tienen una mayor extensión en el piedemonte pirenaico que en el ibérico, presentando potentes caliches a techo de su depósito. Los glacis cuaternarios enlazan con los diferentes niveles de terrazas correlativos. Estos pedimentos cubiertos se escalonan al pie de los relieves terciarios, en los piedemontes de las cordilleras circundantes y al pie de algunos relieves resultantes de la evolución de la red fluvial.

Son muy numerosos los autores que han estudiado los sistemas de terrazas del río Ebro y sus afluentes. Los depósitos generalmente no superan los 10 m. de espesor, excepto en aquellos sectores en los que los

sedimentos aluviales se disponen sobre formaciones evaporíticas. En estas zonas los aluviones cuaternarios se encuentran engrosados y deformados debido a fenómenos de subsidencia sinsedimentaria y postsedimentaria motivados por la carstificación del substrato (Benito *et al.*, 1998; Benito *et al.*, 2000; Gutiérrez y Arauzo; 1997; Gutiérrez y Gutiérrez, 1998; Gutiérrez *et al.*, 2001). Las evaporitas están constituidas por halita y sulfatos de calcio y sodio. Como éstas se disuelven bajo los aluviones, la cubierta subsede de forma dúctil por asentamiento o frágil por colapso. En el río Gállego los depósitos de terraza alcanzan una potencia de 110 m. en la zona de Peñaflor. También en los ríos Jalón y Huerva se reconocen espesores al menos de 60 m. Por otra parte, los ríos Ebro y Aragón están afectados por subsidencia por disolución a su paso por las evaporitas oligocenas de Navarra (Benito *et al.* 2000).

Los datos geocronológicos relativos a las diferentes terrazas son escasos y no muy precisos. Macklin y Passmore (1995) obtienen por IRSL (Infra-Red Stimulated Luminiscence) para la terraza de 23 m. una edad de 115.000 ± 17.000 BP y para la de 12 m. 28.000 ± 4.000 BP para la de 12 m. Benito *et al.* (1998) diferencian en el río Gállego dos grupos cronológicos de terrazas: Matuyana (pre-780.000) que comprende las terrazas situadas de +175 a +25 m. y Bruhnes (post-780.000) de +70 a +20 m. Sancho *et al.* (2000) han datado por métodos magnetoestratigráficos las terrazas del Cinca de +60 a +105 m. como Brunhes (post-780.000).

El sector central de la Depresión del Ebro se caracteriza por la existencia de una densa red de valles de fondo plano. Los sedimentos que rellenan estas vales contienen abundantes restos arqueológicos que permiten datar las acumulaciones como del Holoceno sup. (Zuidam, 1976; Burillo *et al.*, 1985). Se han obtenido varias dataciones absolutas por radiocarbono en distintas unidades morfosedimentarias de los valles de fondo plano, que comprenden la mayor parte del Holoceno (Peña *et al.*, 1993; Arauzo y Gutiérrez, 1994). Steveson *et al.* (1991) y Macklin *et al.* (1994) distinguen en la región de Alcañiz tres acumulaciones holocenas, datadas como 3.849 a 500 BC, 410 BC a 390 AD y post-Romana. Según estos autores las variaciones en la morfogénesis están relacionadas con cambios en la vegetación.

Los *talus flatirons* son paleoladeras, típicas de zonas áridas y semiáridas, muy abundantes en la Depresión del Ebro. El origen más aceptado es el relacionado con cambios climáticos. Las etapas con más vegetación corresponden con períodos de acumulación. Por el contrario, una disminución de la cubierta vegetal desencadena la incisión en la ladera, dando origen a *talus flatirons*. Se han datado por AMS acumulaciones de *flatirons*: 2.930 ± 60 BP; 27.862 ± 444 BP y 35.570 ± 490 BP, que se correlacionan con etapas frías correspondientes al Periodo Frío de la Edad del Bronce y con los eventos Heinrich H₃ y H₄ (Gutiérrez *et al.*, 1998).

En el sector central de la Depresión existen numerosas depresiones cerradas, algunas de las cuales albergan lagos salinos (Figura 3) con halita y sulfatos (Pueyo, 1978-79). En los lagos salinos de El Pito y La Jabonera se reconoce un cambio desde condiciones húmedas en el Holoceno inf. a las condiciones actuales áridas con una fase húmeda intermedia (Schütt y Baumhauer, 1996). En la Salada de Mediana, las partes inferiores de los sedimentos estudiados en un sondeo indican un Tardiglaciado con alternancia de fases húmedas y áridas (Valero-Garcés *et al.* 2000).



Figura 3. Lago salino en épocas invernales, parcialmente cubierto de agua. La Playa (Provincia de Zaragoza).

4. LA DEPRESIÓN DEL TAJO

Esta unidad morfoestructural (Fig.1) del centro de España en su sentido amplio, comprende en este apartado la cuenca de Madrid, la Llanura manchega, el sector occidental de la cuenca del Júcar y la Depresión intermedia o cuenca de Loranca (Figura 4).

A grandes rasgos, la cuenca del Tajo o submeseta sur, está limitada por el norte y el oeste, por terrenos montañosos de rocas ígneas, pizarras y cuarcitas del Precámbrico y Paleozoico y por el sur y el este, por relieve no muy destacados mesozoicos de composición principalmente carbonatada. Esta dispar distribución litológica y topográfica de los límites externos de la submeseta sur, condiciona litologías, texturas y medios sedimentarios de los depósitos terciarios y cuaternarios.

El principio de la sedimentación cuaternaria o, al menos, el inicio de los modelados de disección tan característicos de las cuencas terciarias del interior de la Península Ibérica, tiene lugar en la cuenca de Madrid al comienzo del Chron Matuyama inmediatamente después de la unidad litoestratigráfica de la "costra laminar bandeada" (Pérez-González, 1982b), al igual que en la Llanura manchega y cuenca del Júcar (Opdyke *et al.*, 1997; Gallardo-Millán y Pérez-González, 2000). En la cuenca de Madrid, el valor de la disección pliocena y cuaternaria, puede alcanzar los 300 m.

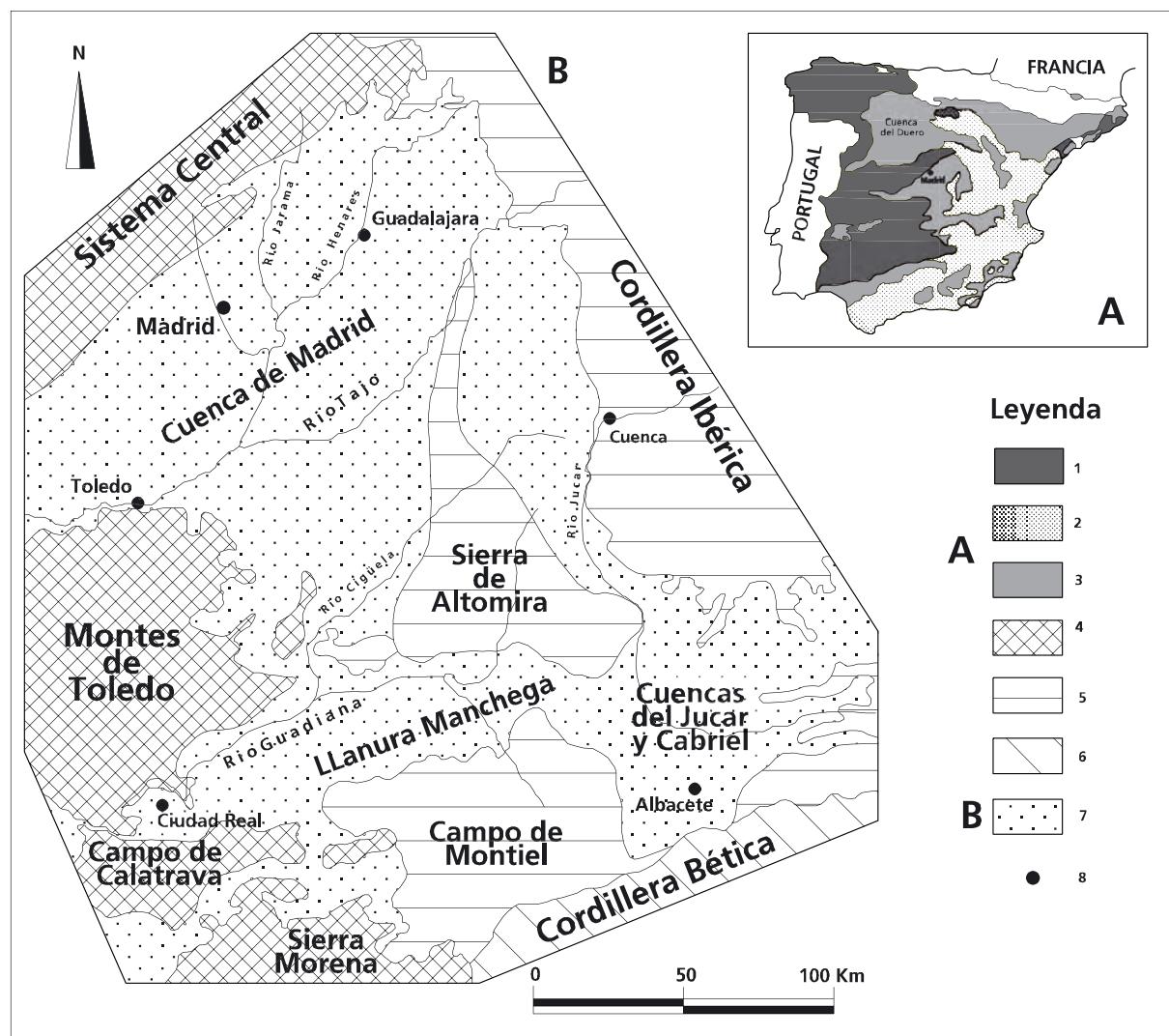


Figura 4. Unidades morfoestructurales principales de la Submeseta Sur y su posición en la Península Ibérica. Leyenda. A: (1) Macizo Ibérico. (2) Cadenas alpinas. (3) Cuencas terciarias. (4) Precámbrico-Paleozoico de Montes de Toledo, Sierra Morena y Sistema Central. (5) Mesozoico y Paleógeno carbonatado-silícico de la Cordillera Ibérica y Campo de Montiel (6) Cordillera Bética. (7) Cuencas terciarias continentales (8) Ciudades.

Geomorfologías características del final de la sedimentación neógena, son los depósitos carbonatados lacustres de edad turolense-plioceno inf. que conforman hoy las altiplanicies entre los 1100 m (Algora) y 700 m (Yepes) de la cuenca de Madrid. Estas altiplanicies o páramos calizos, basculadas hacia el SW no representan el sediplano de colmatación terciario. De hecho hacia el borde NE de la cuenca de Madrid el plano calizo exhumado entre Torija y el borde meridional de la Cordillera Ibérica, Páramo de la Alcarria septentrional, es la unidad intermedia miocena de edad Vallesiente (Portero y Pérez González, 1991) mientras que en los sectores centrales y meridionales de la cuenca de Madrid se trata de las superficies de erosión-acumulación de edades pliocenas separadas en el tiempo por los depósitos de las series rojas de la Mesa de Ocaña (Pérez-González, 1982b). Las fases de deformación Iberomanchega (Aguirre et al., 1976), se sitúan a techo de la sedimentación lacustre caliza mio-pliocena (Iberomanchega I), y la Iberomanchega II una vez finalizada la sedimentación de las series rojas fluviales de la Mesa de Ocaña La "costra laminar bandeada" cierra el ciclo plioceno, como se ha dicho mas arriba.

Otras morfologías conspicuas son las terrazas fluviales y el piedemonte, que junto con los depósitos eólicos, los travertinos y tobas son las formaciones superficiales y formas características por su extensión en la meseta sur. En Campo de Calatrava hay un relieve volcánico formado por los conos y cráteres de explosión (maares), sin o con anillos de tobas conservados. Se han cartografiado también coladas de rocas básicas con morfologías linguoides asociadas a los "cabezuelos" o conos volcánicos de emisión. La fase más activa de este volcanismo se inicia hace unos 5 millones de años hasta probablemente el Pleistoceno inf.-medio (Hernández-Pacheco, 1932, Ancochea 1983, Portero et al .1988, Poblete 1995, Gallardo-Millanet et al. 2002).

Igualmente, son formas y depósitos característicos, los de las pequeñas lagunas estacionales (*playa-lakes*) en las que tienen lugar sedimentaciones detríticas y salinas estudiadas por Peña y Marfil (1986) y más recientemente por Schütt (2000) en las lagunas de Cucharaz y Sancho Gómez, en Campo de Calatrava y la Llanura manchega. En la cuenca de Madrid, por otra parte, se reconocen sobre los páramos calizos de La Alcarria depósitos de *terra rossa* y costras calizas (Vaudour, 1979) y en las laderas de los valles que disectan La Alcarria, se han citado acumulaciones periglaciares recientes de "grézes-litées" (González Martín, 1986).

4.1. DEPÓSITOS FLUVIALES: PIEDEMONTE, ABANICOS ALUVIALES Y TERRAZAS

Las llanuras aluviales de piedemonte de gravas silíceas, están muy bien desarrolladas al NE de Madrid, y tienen su origen en las sierras de cuarcitas y pizarras de Somosierra, Ayllón y Alto Rey (sector oriental del Sistema Central). Igualmente, se encuentran bien representadas, en las subcuencas terciarias, al oeste de Ciudad Real y en el valle del Júcar se ha cartografiado una superficie aluvial que recibe el nombre de Aluviones de Casas Ibañez o Plataforma de Casasimarro (Cabra et al. , 1988). Al sur de la cuenca de Madrid y al pie de los Montes de Toledo estas superficies aluviales reciben el nombre de Raña (Hernández-Pacheco, 1911; Gómez de Llarena, 1916). En todos los casos este piedemonte se instala previamente a la construcción de la primera terraza del sistema fluvial actual, y litológica y texturalmente son gravas sostenidas por clastos de cuarcitas mayoritarios, cuarzos, pórfitos y pizarras, con centilo en la fracción bloque o en gravas gruesas. Su espesor no es mayor de 9 a 10 m y soportan suelos muy evolucionados que se clasifican como "*Calcic Paleixeralf*" o "*Ultic Paleixeralf*" (Espejo, 1985; Gallardo et al., 1987). Su cronología no está todavía bien establecida y en la cuenca de Madrid son más jóvenes de los 2.6 millones de años ya que algunos de ellos se encajan en la "costra laminar bandeada".

Las terrazas fluviales, los aluvionamientos de la Llanura manchega oriental y central junto con los depósitos de abanicos aluviales que tienen sus ápices en Campos de Montiel, son los otros sedimentos y formas de génesis fluvial, con importantes representaciones areales de la submeseta sur. Los valles fluviales del río Tajo y afluentes de su margen derecha, ríos Jarama, Henares y Manzanares (Figura 4), junto con el río Guadiana y Júcar, han sido motivo de numerosos trabajos, desde mediados del siglo XIX, por la presencia de industrias líticas y faunas de mamíferos muy en particular en los ríos Manzanares, Jarama y Tajo. Síntesis con aportaciones de interés son las de (Royo Gómez, 1929; Riba, 1957; Vaudour, 1979; Alférez, 1977; Pérez-González, 1982b y 1994; Aguirre, 1989; Santonja y Vila, 1990 y Sesé y Soto, 2000). Gracias a estos trabajos hay un conocimiento razonable de los modelos de construcción de los valles y sus depósitos junto, con la fauna y arqueología que contienen. Una primera consideración es que la geometría, número y facies de las terrazas, están condicionadas no sólo por el factor climático (todavía no bien comprendido), sino también por la tectónica (Alía, 1960; Giner, 1996) y la litología del sustrato, por lo qué los modelos de evolución de los valles fluviales son diversos y simplificadamente pueden agruparse en los siguientes tipos:

| EDAD | | CUENCA DEL R. ALBERCHE | CUENCA DEL R. GUADARRAMA | CUENCA DEL RÍO JARAMA | | | | | RIO TAJO (*) |
|----------|-----------------------------|-------------------------|---------------------------------------|--|------------------------------------|---------------------------------------|--|------------------------------|--------------|
| | | R. PERALES (V. DE ODÓN) | R. AULENCIA (V. DE ODÓN) | R. GUADARRAMA P. DE TOLEDO) | R. MANZANARES (MADRID) | R. JARAMA (MARCHAMALO) | R. HENARES (ALGETE) | R. TOROTE | |
| PLIOCENO | ? PLEISTOCENO | MEDIO | ? P. SUPER. | HOL. | | | | | |
| | +4-5 m | +2-3 m | +1-2 m +4-5 m | +1-1,5 m +4-5 m +8m (Hipódromo) | +3-5 m | +4-5 m | +2-3 m | +3-5 m | |
| | +8-10 m | + 8 m +12 m | +8-10 m (Villafranca del Castillo) | +10 m (?) +12-15 m | +8m +12-14 m (Talamanca) | +7-9 m +10-12 m (Alcalá) | +5-6 m +10-12 m | +4-6/+7-9 m | |
| | +16 m | | | | | | | + 13-15 m | |
| | +22-24 m | +20-22 m | +22-23 m (El Organillo) | +18-20 m | +22 m +25 m (Valdetorres) | +18-20 m +23-24 m (Azuqueca) | +15-16 m + 18 m | +20 m | |
| | +30-32 m | +28 m | +27-28 m | +25-30m (San Isidro) | +32 m | +30-32 m (Alovera) | +22-24 m | +30 m (Pinedo) | |
| | +40-42 m | +40-44 m | +40-42 | +35-40m | +40-42 m | +32-34 m +38-40 m | +32-34 m | +40-45 m (Buenavista Inf) | |
| | +54-56 m (Hundidos) | +50-54 m | +54-56 m | +44-46 m +52-54m | +54 m | +52-54 m | +54 m | +50 m | |
| | +63-64 m (Era Empedrada) | | +63-64 m | +60 m | +64 m | +62-68 m | +62 m | +60-65 m (Buenavista Sup) | |
| | | | +72-73 m | +68-72 m (Teleférico) | +74 m | +70-72 m (Cabanillas del Campo) | +72 m | +75-80 m (Salto Zorra) | |
| | | | +80-82 m | +80-85 m | +84-86 m | +78 m | +80 m | +82-85 m | |
| | | | +90-94 m (Mesa) | +95 m | +92 m | +94 m | +96 m | +95-100 m | |
| | | | | | +100-104 m | +104-108 m | | +105 m | |
| | | | | | +110-114 m | +116-118 m | | +115-120 m | |
| | | | | | +125-130 m | +124-126 m | | +125-130 m | |
| | | | | | +140-145 m (Cerro del Castillo) | +144-146 m | | | |
| | | | | | +150-155 m | +155 m (Valmediano) | | +155 m | |
| | | | | | +170 m | +172 m (Puntal del Colegio) | | | |
| | | | | | +180 m | +180-184 m (Rétamar de Valmediano) | | +185 m (Malpasillo) | |
| | | | | | +190 m (Cerro del Rayo) | +190-195 m | | | |
| | | | | | | +200-202 m | | | |
| | | | | | | +210-212 m (Cabeza Gorda) | | | |
| | | | | | | | PIEDEMONTE a 220-230 m (Horcamacho) | +200-210 m (Doctora) | |
| | 2.2-2.5 Ma | | | | | | | | |
| | 2.6-2.5 Ma | | | | | | 2ª SUPERFICIE POLIGENICA DEL PÁRAMO CALIZO DE LA ALCARRIA | | |

Figura 5. Cuadro correlación de terrazas fluviales de la cuenca de Madrid.

- Sistemas de terrazas escalonadas y colgadas unas con respecto a otras. Por lo general estos valles fluviales tienen un número elevado de plataformas aluviales, siendo un caso relevante el del río Henares con 22 terrazas, estando situada la mas altas a +210 m sobre las aguas medias del cauce actual. Otros valles significativos son los del río Jarama y río Tajo, junto con el río Manzanares, Torote y Guadarrama, aunque estos tres últimos son valles de evolución mas reciente y tienen su primera terraza a +90-95 m.
- Sistema de terrazas escalonadas pero donde las medias inferiores y bajas están solapadas o forman terrazas complejas por hundimiento sinsedimentario, con inversión de las mismas en largos tramos de los valles fluviales de los ríos que drenan las facies químicas del centro de la cuenca de Madrid. Este es el modelo, entre otros, del río Manzanares aguas abajo de Madrid, de la terraza de +30 m del Pleistoceno medio del río Jarama (Figura 5), al sur de Velilla de San Antonio (Pérez-González, 1980) y de la terraza de +60 m del Pleistoceno inf.-medio del río Tajo, aguas arriba de Aranjuez-Fuentidueña del Tajo (Leticia et al., 1995). En este modelo por karstificación subyacente no solamente hay controles litológicos-estructurales sino también tectónicos (Giner & Vicente de, 1995; Silva et al., 1997) y climáticos (Benito et al., 1998).
- Un número reducido de terrazas con extensos aluvionamientos (cientos de km²), generados por canales distribuidores en las planas regiones de la Llanura manchega entre El Picazo y Alcázar de San Juan. El río Guadiana, durante el Pleistoceno medio-sup., y el río Júcar durante el Pleistoceno inf., están afectados por numerosos ajustes, con pérdidas de redes fluviales, abandono de valles, por causas de subsidencia tectónica, controles litológico-estructurales y cambios climáticos (Pérez-González, 1982b).

Esta variabilidad evolutiva tiene su correspondencia en la diversidad de las litofacies y elementos arquitecturales de los depósitos fluviales, dominando en el primer y tercer modelo, las gravas silíceas con estratificación cruzada planar (Gp) de arquitectura CH y GB, frente a las arenas y fangos. En estas terrazas los espesores de los depósitos fluviales no son mayores de 5 ó 6 m. El modelo segundo de agradación por subsidencia de karst subyacente, además de presentar las arquitecturas CH y GB, es muy común encontrar elementos del tipo FF (overbank fines) y SB (sandy bedforms). En este modelo los espesores de las terrazas pueden alcanzar los 100 ó mas metros (Fuentidueña del Tajo).

Los suelos sobre las terrazas son del tipo *Calcic* o *Petrocalcic Paleixeralf*, *Calcic Haploxeralf* y en las mas recientes *Calcic Xerochrept* (Gallardo et al., 1987)

Yacimientos arqueológicos o paleontológicos son relativamente abundantes en el tramo final del río Manzanares, en el valle del Jarama al este de Madrid, y en las terrazas del río Tajo, en los alrededores de Toledo. Las asociaciones faunísticas de vertebrados indican climas templados ó templados-cálidos para las terrazas del Pleistoceno medio e inf. (niveles aluviales mas antiguos de la terraza a +15 m) y hay elementos faunísticos del Pleistoceno sup. como el *M. primigenius* o el rinoceronte lanudo (*C. antiquitatis*) que señalan un clima frío (Aguirre, 1989; Sesé y Soto, 2000; Sesé et al., 2000)

Las asignaciones cronológicas se han realizado hasta el momento actual teniendo en cuenta únicamente los contenidos faunísticos o arqueológicos, situándose el límite interior-medio en la terraza de +60 m con *M. meridionalis*, el Pleistoceno medio con industrias achelenses (Pinedo, Áridos, etc.) y *P. antiquus*, hasta la terraza +18-20 m siendo la de 12-15 m y +7-9 m del Pleistoceno sup.. El Holoceno estaría representado en las Llanuras aluviales que se encuentran a +3-5 m.

Otros depósitos fluviales son los que se encuentran asociados a morfologías de "glacis", a veces muy potentes como ocurre con los fangos, arenas y gravas que recubren terrazas fluviales del río Tajo en el entorno de Toledo. Abanicos aluviales de mayor desarrollo son los que orlan Campo de Montiel o los relieves paleozoicos orientales de Montes de Toledo. Sus radios mayores pueden alcanzar hasta 18 km, como es el caso del abanico aluvial del alto Guadiana, en la Llanura manchega central. Texturalmente, están constituidos por gravas poligénicas con arena con escasa fracción arenosa, presentando los más antiguos encostramientos masivos y costras calizas generadas en fases distintas, lo que indica un funcionamiento intermitente a lo largo de un periodo de tiempo dilatado. Sus espesores son discretos y no deben sobrepasar en las zonas de mayor potencia los 10-15 m. La edad de estas formas erosivas deposicionales abarca desde el Pleistoceno inf. hasta la actualidad, estando representados los últimos por abanicos de radio mayor hectométrico y situados casi siempre en los fondos de los valles.

4.2. TRAVERTINOS Y TOBAS

Estas formaciones se encuentran siempre relacionadas o adyacentes a paisajes calizos y se localizan sobre todo en el borde occidental de la Cordillera Ibérica, a lo largo del río Tajuña en su recorrido por La Alcarría, en la cuenca de Madrid, en el valle del Júcar de Albacete y en Campo de Montiel. Morfológicamente constituyen dos tipos de depósitos principales:

- Terrazas travertínicas (Ordoñez *et al.*, 1981; Torres *et al.*, 1995; Fernández Fernández, 2000), constituidas por facies detriticas de gravas y en ocasiones bloques y a techo estructuras carbonáticas biogénicas. Estas terrazas se sitúan a distintas alturas relativas sobre el cauce de los ríos, con espesores a menudo, de mas de 20 m. Los datos cronológicos conocidos (series de U y Th/U) sitúan los diferentes niveles en los estadios isotópicos del oxígeno 7.5 y 1.
- Facies tobáceas y edificios travertínicos de barrera (Pedley *et al.*, 1996; García del Cura *et al.*, 2000) cuya génesis está relacionada con una intensa edafó-fitoestabilización en las vertientes, con una cierta regulación de los flujos superficiales y subterráneos y por la química de las aguas. Cronológicamente muchas de estas barreras y depósitos carbonáticos asociados son de edad holocena.

4.3. DUNAS DE ARENAS Y ARCILLAS

Ocupan los sectores centrales y orientales de la Llanura manchega y fueron descritas por primera vez por (Aleixandre *et al.*, 1977 y Pérez-González, 1982b). Las acumulaciones más importantes y significativas de dunas arenosas se encuentran en el sector oriental concentradas en dos bandas sensiblemente paralelas de dirección Este-Oeste y separadas entre sí unos 4Km. La banda más septentrional (Casas de Benítez), alcanzan unos 7.5 Km de largo y 500 ó 600 m de ancho. La meridional (Casas de los Pinos-Casas de Haro) tiene una longitud de 40Km y su anchura puede ser mayor de 1000 m. En estas zonas se ha reconocido como formas principales, dunas elongadas upsioides y dunas parabólicas, constituidas por vientos efectivos del W. Estas dunas pueden alcanzar los 7 m de altura y la fracción de limo+arcilla no sobrepasa el 6%, con una moda principal en el intervalo de arena media (0.5-0.250 mm); están moderadamente bien clasificadas. Su composición mineralógica (turmalina-circón-estaurolita) denota claramente que la procedencia del material es local y provienen de los depósitos del sistema aluvial del río Júcar, sobre los cuales se apoyan.

En las áreas centrales de la Llanura manchega, y en concreto en la Llanura aluvial de San Juan, se encuentra un campo de dunas cuya característica más conspicua es la presencia de dunas de arcilla, pero también se reconocen dunas y mantos arenosos en posiciones diversas. Los depósitos mejor conservados y desarrollados se sitúan desde la estación del río Záncara a la confluencia del mismo con el río Cigüela, con una longitud de unos 30 km y una anchura máxima de 7 km. Las dunas no suelen sobrepasar los 3-4 m aunque pueden alcanzar los 8 m de altura. Son de tipo ovoide, parabólicas, transversas y longitudinales. Otras de forma semicircular contornean a sotavento playas salinas. Los vientos efectivos constructores de estas dunas son del W, NW y SW.

Las dunas de arcilla, tienen porcentajes de limo+arcilla comprendidos entre el 15% y el 85%, sin un claro dominio de una fracción sobre otra, considerando globalmente estos depósitos. En la fracción arenosa la moda está en la arena media y más claramente en la arena fina (0.250-0.125 mm). Las dunas arenosas presentan características granulométricas y de clasificación semejantes a las descritas anteriormente. Mineralógicamente, todos estos depósitos tienen como asociación principal turmalina-circón.

Las dunas arcillosas provienen de la deflación de las playas salinas y las arenosas de los materiales fluviales de la Llanura aluvial de San Juan.

La cronología ha sido determinada por TL y OSL (Rendell *et al.*, 1994; 1996) resultando que hay una primera fase de actividad eólico entre el 20-28Ka, otra alrededor de 10Ka que correspondería al Young Dryas y reactivaciones de dunas arenosas en el Holoceno final (0.3-4 Ka)

5. LA DEPRESIÓN DEL GUADALQUIVIR

Entre las cuatro grandes depresiones terciarias de la Península Ibérica, la del Guadalquivir es la que ocupa una posición más meridional, la que presenta una superficie menor y la única que no ha tenido funcionamiento

endorreico durante ninguna de las etapas de su relleno. Esta Depresión tiene una planta triangular. Limita al norte con el Macizo Ibérico, siendo éste un borde muy neto y de dirección ENE-OSO. La geometría rectilínea del borde septentrional dio lugar a que se interpretara como un accidente tectónico por falla (Macpherson, 1879), cuando en realidad se trata de una flexura que localmente se manifiesta como una falla y que representa el borde pasivo de la cuenca de sedimentación. El borde bético (suroriental) representa su margen tectónicamente activo, sigue una dirección general ligeramente oblicua a la anterior, presenta un trazado más irregular y es un borde cabalgante en el que se formaron grandes masas de olistostromas que llenaron parcialmente la cuenca. La Depresión del Guadalquivir está drenada por el río del mismo nombre que la cruza por su eje mayor.

La Cuenca del Guadalquivir es la cuenca de antepaís de las Cordilleras Béticas (Portero García y Álvaro López, 1984). Durante el Mioceno inf. y medio el surco subsidente estuvo abierto tanto al Atlántico como al Mediterráneo, por lo que se le conoce con el nombre de Estrecho Nord-Bético. En el Tortoniense sup. y Messiniense inf. los cabalgamientos formados hacia el antepaís en el Prebético causaron el cierre de dicho estrecho y la configuración definitiva de la Cuenca (Sanz de Galdeano y Rodríguez Fernández, 1996; Sierra *et al.*, 1996; González Delgado *et al.*, 2004).

El relleno de la Cuenca está constituido por sedimentos de origen marino y cuya edad es Neógeno. Los espesores del relleno alcanzan valores máximos de 1.200 m y su distribución se acomoda a la geometría del substrato. Ésta última presenta dos gradientes, el principal es transversal al eje de la Cuenca y en dirección a su borde meridional (activo) y el secundario sigue el eje de la Cuenca en dirección al Golfo de Cádiz. En la Cuenca se pueden diferenciar dos grandes grupos de materiales:

- Materiales autóctonos, formados en la propia Cuenca y que no han sufrido ningún tipo de desplazamiento.
- Olistostromas deslizados hacia la Cuenca y que a su vez se suelen dividir en alóctonos (involucrados en el Orógeno de las Cordilleras Béticas) y paraautóctonos (cuya posición original no está muy alejada de la que presentan en la actualidad).

Existe un claro predominio de los materiales poco resistentes a la erosión, como las Margas azules del Guadalquivir, lo que refuerza su carácter morfológico de depresión con respecto al Macizo Ibérico y las Béticas, y da lugar a extensas campiñas de relieve poco acusado con escasa influencia del substrato (Figura 6). Entre los materiales de origen autóctono cabe destacar las formaciones detríticas y carbonatadas básales (Portero García y Álvaro López, 1984), que forman algunos relieves en cuesta con respecto al zócalo del Macizo Hespérico, y las unidades terminales de las series (Portero García y Álvaro López, 1984), constituidas por arenas y carbonatos, y que originan relieves en cuesta dominando las campiñas (Los Alcores, Aljarafe, etc.).



Figura 6. Campiña que da lugar a una depresión con respecto al Macizo Ibérico (último término de la foto). El contacto litológico entre Margas Azules y las Arenas de Trigueros claramente visible en el barbecho, no ejerce ninguna influencia en el relieve. Aljaraque (Provincia de Huelva)

ramente sobre la campiña. Por el contrario, los relieves originados por los materiales alóctonos presentan mayor variabilidad ya que su litología, su estructuración y su grado de disección erosiva son muy diversos.

Las formas fluviales, tanto de denudación como de deposición, son junto con las litorales las que definen las características geomorfológicas principales de la Depresión. El sistema de terrazas del río principal (Guadalquivir) alcanza su mayor desarrollo entre Córdoba y Sevilla, donde es posible distinguir hasta 17 niveles, correspondiendo el último de ellos a la llanura de inundación actual (Díaz del Olmo *et al.*, 1998). Los ríos Tinto y Odiel también forman un sistema de terrazas en el área de Huelva (Cáceres Puro, 1999). La disección fluvial es importante, pues aunque el encajamiento es moderado, la alta erosionabilidad e impermeabilidad de los materiales predominante lutíticos da origen a una alta densidad del drenaje que se configura formando una red de morfología dendrítica.

El hecho de que la Depresión del Guadalquivir esté abierta al Golfo de Cádiz condiciona la existencia de un litoral amplio y de escaso relieve constituido por marismas cerradas al mar mediante flechas litorales que presentan importantes retoques eólicos.

La emersión y continentalización de la Depresión del Guadalquivir fue un proceso paulatino que ocurrió durante el Plioceno (Mayoral y Pendón, 1986; Sierro *et al.*, 1996; González Delgado *et al.*, 2004). La evolución posterior del relieve estuvo condicionada fundamentalmente por los procesos de encajamiento y acumulación fluvial. Las arterias fluviales primitivas se localizaban junto a ambos bordes de la Depresión; El borde meridional o bético en el caso del Guadalquivir y el borde septentrional o ibérico en el caso del sistema de los ríos Tintos y Odiel. Posteriormente, se produjo el encajamiento de los sucesivos niveles, que en ambos casos se realiza mediante un importante desplazamiento en dirección al borde contrario; NO en el caso del Guadalquivir y SE en el caso del sistema Tinto y Odiel. El borde septentrional de la Depresión es alcanzado por las terrazas medias del Guadalquivir, para posteriormente producirse el encajamiento definitivo ligeramente más al sur (Díaz del Olmo *et al.*, 1989; Rodríguez Vidal *et al.*, 1992, Goy *et al.*, 1994, Cáceres Puro, 1999).

Ya en el Holoceno, la transgresión Flandriense permitió que el mar invadiese el curso bajo de los ríos, dando lugar a las amplias zonas de marisma que penetran decenas de kilómetros tierra adentro y quedan cerradas al mar por las flechas litorales y sistemas de dunas asociadas (Zazo y Goy, 1994; González Delgado *et al.*, 2004).

6. LAS CUENCAS CENOZOICAS DEL MACIZO IBÉRICO

Sobre el Macizo Ibérico, además de las dos grandes depresiones terciarias del Duero y del Tajo, aparecen toda una serie de cuencas menores de formas y dimensiones variadas, y que desde el punto de vista estructural, su origen y evolución están igualmente relacionadas con la tectónica alpina, consecuencia de la transmisión de los esfuerzos compresivos al conjunto de la Placa Ibérica y en concreto a su basamento varisco durante el Eoceno-Mioceno inferior y que tienen su mayor representación en la estructuración de la Cadena Cantabro-Pirenaica.

El origen tectónico de todas estas cuencas, y el hecho de que su disposición, desarrollo y evolución se hallen controlados por movimientos más o menos amplios de sus bordes, ha condicionado el relleno continental, con predominio de los depósitos de facies conglomeráticas en sus márgenes, correspondientes a sistemas de abanicos aluviales que pasan en zonas más alejadas a depósitos de arenas, limos y lutitas, y en algunos casos, a depósitos pantanosos o lacustres. El espesor de sus rellenos es muy variable, oscilando entre los 100 m de la cuenca de Talaván (Cáceres) hasta varios centenares de metros en las cuencas de As Pontes, Bierzo, Oviedo o Guadiana.

Tradicionalmente la mayoría de los autores que se han ocupado de ellas, consideraban que se trataban de fosas tectónicas relacionadas con fallas normales (Birot y Solé, 1954b; Héral, 1982, 1984), pero más recientemente se ha ido poniendo de manifiesto el carácter compresivo de las estructuras, constatándose una clara relación entre las principales estructuras tectónicas (cabalgamientos, fallas inversas y direccionales) y los relieves. Así, algunas cuencas gallegas aparecen asociadas a corredores de fallas direccionales dextrógiros de dirección NO-SE (Santanach *et al.*, 1988; Bacelar *et al.*, 1988), que en el caso de la Falla de As Pontes, además a levantado la Sierra del Xistral al norte; la cuenca de Oviedo-Grado se

dispone sobre una cobertura de sedimentos cretácicos de origen marino, y su origen está relacionado con una estructura cabalgante de dirección E-O, la denominada Falla de Llanera, antigua falla normal mesozoica rejugada compresivamente durante la estructuración alpina de la Cadena, dando lugar a un área subsidente rellena por terciario, al sur del cabalgamiento (Pulgar *et al.*, 1999; Alonso *et al.*, 1996). En un contexto más amplio de todo el Noroeste peninsular, Heredia *et al.* (2004) consideran que las cuencas del Barco de Valdeorras, Vega de Espinareda-Bierzo, A Rúa y Quiroga, aparecen cabalgadas en sus bordes, y representan cuencas intramontañosas sintectónicas desarrolladas durante la formación de las imbricaciones con las que las estructuras cabalgantes pirenaicas de la Cordillera Cantábrica pasan lateralmente a la tectónica direccional predominante en el norte de Portugal (Fallas de Vilarisa y Braganza) y sur de Galicia (Santanach, 1994).

Son contadas las cuencas que cuentan con yacimientos fósiles de vertebrados que aporten dataciones fiables del relleno, y en la mayoría de las cuencas, la asignación de edades ha sido subjetiva, descansando sobre correlaciones litológicas con las grandes cuencas continentales próximas.

6.1. CUENCAS CENOZOICAS DEL NO PENINSULAR

En la cuenca de As Pontes los materiales estratigráficamente más bajos han proporcionado una edad Oligoceno sup. (López-Martínez *et al.*, 1993), y más recientemente, la magnetocronología (Huerta *et al.*, 1997) ha permitido la cuantificación de la duración de la sedimentación en unos 6,2 Ma, abarcando desde la última parte del Oligoceno temprano hasta el Mioceno temprano (parte alta del Stampiense hasta el Aquitaniense sup.). La cuenca de Oviedo es del Eoceno sup., Rhenaniense-Headoniense (Casanova Cladellas *et al.*, 1991), y el Valle de Ambles Oligoceno medio (Garzón y López Martínez, 1978). Clásicamente el relleno de las cuencas terciarias extremeñas se ha atribuido al Mioceno, existiendo una datación del Mioceno medio (Aragoniente inf.-med.) en las cercanías de Plasencia (Hernández-Pacheco y Crusafont, 1960); sin embargo, para otros autores, buena parte del relleno de estas cuencas es Paleógeno (Fernández Macarro y Blanco, 1990), basándose en criterios geomorfológicos, en la semejanza de las facies arcósticas y en la mineralogía de los encostramientos con depósitos similares datados como Paleógenos en la Cuenca del Duero (Martín-Serrano, 1988).

La Cuenca del Bierzo es una cuenca intramontañosa que corta las morfoestructuras regionales de rumbo varisco, siendo el borde meridional el de aspecto más montañoso, con cabalgamientos de dirección SO-NE a E-O. Aparece fuertemente incidiada por el Sil, con un modelado fluvial sobre un relleno de sedimentos terciarios (Hérail, 1984), conformando dos cubetas principales separadas por un pequeño umbral paleozoico, la mayor Ponferrada-Villafranca al oeste, y Bembibre al este. La primera presenta al sur una llanura aluvial que incluye las terrazas bajas del Sil y del Cua, y al norte discretas plataformas calcáreas pertenecientes a la Fm Toral del relleno terciario, cortadas por profundas gargantas. La cubeta de Bembibre presenta plataformas escalonadas debidas a aterrazamientos fluviales del río Boeza y sistemas de glacis encajados y apoyados en los relieves circundantes.

En todos los replanos altos y aislados alrededor del Bierzo se conservan materiales conglomeráticos y limo-arenosos de color rojizo correspondientes a la Fm. Las Médulas, y son la última manifestación del relleno de la depresión, siendo por su posición morfológica comparables a la Raña, aunque más recientemente, Hacar *et al.* (1999) interpretan estos depósitos como un sistema de terrazas fluviales encajadas admitiendo, al menos para el conjunto superior, una edad miocena. Las antiguas labores mineras romanas para beneficiarse del oro que contenían estos materiales, desmontaron verdaderas montañas, dando como resultado vistosos parajes acarcavados como el de Las Médulas y los correspondientes abanicos aluviales de considerables dimensiones, que en este caso obstruyeron la escorrentía superficial, originando el lago de Carucedo.

El valle del Sil entre El Barco y Monforte corresponde a un conjunto de depresiones estrechas y profundas limitadas por tremendo escarpes de falla, rodeadas de altas cumbres y llenas de importantes espesores de sedimentos, las terrazas fluviales aparecen en estrechos corredores, a veces imperceptibles, por los recubrimientos de ladera de las vertientes adyacentes.

Las principales cubetas lucenses (Terra Cha, Villalva, Sárria y Monforte) suelen presentar una configuración asimétrica con el borde occidental que se hunde bajo el relleno sedimentario, y un límite oriental señalado por escarpes de falla de rumbo NNE a NE exhumados recientemente.

En el SE gallego destacan tres cubetas importantes: Maceda, Xinzo de Limia y Verín. Maceda es un semi-grabeno complejo de unos 160 m de profundidad limitado al NNE por un espectacular escarpe de falla de 400 m de desnivel (Alto del Rodicio). La depresión de Xinzo con unos 250 m de profundidad, contiene en su interior un importante yacimiento de lignito, mostrando contornos tectónicos en sus bordes meridional y oriental, presentan en superficie un relleno aluvial subactual, con una antigua laguna desecada (Antela). La estrecha fosa de Verín de orientación meridiana, ensanchada por erosión diferencial, muestra un relleno detrítico superior a los 100 m.

6.2. CUENCAS CENOZOICAS DEL SISTEMA CENTRAL Y NORTE DE EXTREMADURA

Los relieves del sistema de sierras de Gata-Peña de Francia corresponden a una elevación del basamento limitado por dos cabalgamientos NE-SO con vergencias opuestas (Vegas y De Vicente, 2004); el cabalgamiento más meridional delimita esta elevación del basamento de una zona más deprimida, recorrida por el río Alagón, y limitada al E por el relieve de Gredos. Esta depresión contiene varias cuencas neógenas discontinuas (Pérez-González *et al.*, 1983): Moraleja, Coria-Galisteo y Zarza de Granadilla, condicionadas tectónicamente por la interferencia de estructuras dominantes NE-SO con estructuras transversales E-O.

La cuenca de Moraleja, continuación de la portuguesa de Castelo-Branco, es una depresión alargada NE-SO, limitada en su borde septentrional por el cabalgamiento de Ponsul-Moraleja-Sequeros. Esta estructura junto con la falla de Cilleros y otras asociadas, configuran un importante accidente que puede prolongarse hasta Sequeros, donde delimita el borde NO de la fosa de Miranda del Castañar (Moreno, 1990). Este cabalgamiento dio lugar a un basculamiento hacia el NNO del bloque de muro, deducible de la pendiente con que aparece, en esta zona, la superficie de arrasamiento del zócalo, originando dicha cuenca (Moreno, 1990). En Portugal Días y Cabral (1991) asignan a esta falla un desplazamiento vertical de unos 100 m durante el Pliocuaternario, en base a una supuesta (y del todo discutible) edad Villafranquiense de la superficie de erosión de muro y del bloque de techo.

La cuenca de Coria-Galisteo es la mayor de las tres, con una superficie total de unos 600 km² y relleno superior a los 180 m; presenta igualmente un claro control tectónico con dos direcciones preferentes, una E-O y otra NE-SO (N50E). La falla de Galisteo que limita el borde oriental de la cuenca, limita también el borde oriental de la pequeña cuenca de Zarza de Granadilla, situada al NE de la provincia de Cáceres.

El desgarre siniestro de Alentejo-Plasencia, a pesar de su importancia e escala peninsular, no introduce saltos verticales comparables a los de las fracturas anteriores, pero origina pequeñas cuencas tipo *pull-apart* (Capote *et al.*, 1996). Inmediatamente al sur de la localidad de Plasencia, y en relación con una tectofacies característica, situada a techo y/o en paso lateral con las series arcósicas (Moreno, 1991) existe la única datación paleontológica, Aragoniense inf-medio (Hernández-Pacheco y Crusafont, 1960), en el conjunto de todas estas cuencas extremeñas.

La cuenca de Talaván-Torrejón el Rubio se interpreta (Fernández Macarro, 1987), como configuración previa a la sedimentación terciaria, en relación con un relieve de erosión diferencial en dos niveles, con un zócalo arrasado y aplanado, seguido de un suave basculamiento tectónico de todo el sistema hacia el norte. Se deduce una morfología en forma de valle asimétrico cerrado lateralmente, cuyo borde tendido corresponde a la penillanura cacereña (pre-arcóstica) elaborada sobre los metasedimentos del complejo esquisto-grauváquico, mientras que el borde abrupto lo constituyen las crestas cuarcíticas ordovícicas del flanco sur del sinclinal de Cañaveral.

En el relleno se identifican (Fernández Macarro y Blanco, 1990) una unidad inferior de uno 70 m de espesor, constituida por conglomerados y arcosas fluviales (Eoceno sup.-Oligoceno), con alteraciones edáficas y yacimientos de palygorskita; le sigue un Ciclo Rojo (Mioceno inf.) con cantos de cuarcitas y pizarras, relacionado con la actividad de fallas NNE que desnivelan tanto el zócalo como el nivel de cumbres, y que definen un bloque hundido al NO con arcosas conservadas, y levantado al SE, donde se erosionan. Por último, el Ciclo Ocre (Mioceno sup.) se inicia con la alteración caolinítica del zócalo y esta constituido por unos 25m de conglomerados cuarcíticos inclinados hacia el Oeste.

Recientemente se ha interpretado (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004) como una cuenca de *hinterland* que se sitúa en la depresión generada a espaldas del levantamiento del bloque de zócalo de la Sierra de Montánchez-Guadalupe (Capote *et al.*, 1996).

6.3. CUENCA DEL GUADIANA

La Cuenca del Guadiana es la tercera en superficie de las cuencas del Macizo Ibérico. Se extiende en sentido transverso a las estructuras variscas, desde Montes de Toledo, hasta la zona fronteriza de Badajoz con Portugal, llegando a alcanzar los 180 km a lo largo de su eje E-O. Hernández-Pacheco (1960) denominó a estas comarcas como Vegas Altas del Guadiana, de dirección NE-SO y Vegas Bajas del Guadiana con dirección E-O, ambas separadas por el afloramiento granítico de Mérida, donde el amplio valle del Guadiana se estrecha y encaja su cauce.

Se trata de una cuenca totalmente asimétrica, donde el relleno terciario alcanza su mayor espesor (>200 m) junto al borde activo septentrional, mientras que el meridional es muy suave, con una cobertura de carácter pelicular, en algunos casos constituida exclusivamente por las rañas, sirviendo de transición hacia la penillanura extremeña o hacia Sierra Morena, definiendo las comarcas de la "Siberia extremeña" y la Tierra de Barros.

El relleno sedimentario consiste (Rodríguez Vidal *et al.*, 1988) en una serie de probable edad Oligoceno-Mioceno inf. principalmente arcósico-arcilloso (Formación Lobón) de hasta 80 m de potencia, fácilmente erosionable, discordante y expansiva sobre ella aparece una formación superior con detriticos gruesos (Facies Almendralejo) y finos (Formación Badajoz), con espesores de hasta 100 m. A techo de esta serie detritica se reconoce una acumulación carbonatada de hasta 2 m de espesor, denominada localmente "caleño", con aspecto morfológico de amplias "mesas" de bordes suavizados mientras que los espectaculares abanicos de rañas, claramente posttectónicos, fosilizan las estructuras alpinas y constituyen el techo del piedemonte

El borde meridional de la cuenca experimenta un tránsito, topográficamente inapreciable, hacia Sierra Morena, por medio de la comarca de Tierra de Barros y corresponde fundamentalmente a una superficie de erosión, la "penillanura fundamental", de posible edad paleocena que se localiza aflorante en el margen, o bajo la cobertura de sedimentos terciarios (Rodríguez Vidal *et al.*, 1988) de la que destacan pequeñas elevaciones cuarcíticas residuales, se reconocen además dos superficies morfosedimentarias, una ligada a encostramientos carbonatados del techo de la sedimentación y del zócalo, y otra, con suelos pardos fersialíticos (Tierra de Barros).

El borde septentrional, de dirección general E a ENE muestra un salto topográfico brusco, dibujando un gran escarpe tectónico, actualmente degradado, definido por las Sierras de Alburquerque-Montánchez-Guadalupe, con bloque hundido al sur y sureste, de tal forma, que los relieves que eleva constituyen la divisoria hidrográfica Tajo-Guadiana (Alfaro y Barranco, 1990). Estas sierras son el resultado de un cabalgamiento principal E-O que forma el borde norte de la depresión de las Vegas Bajas (Cuenca de Badajoz), y ENE (Zorita-Logrosán-Puerto Rey-Anchuras), que eleva el bloque NO y que ha condicionado los depósitos terciarios de la depresión en el sector Madrigalejo-Castilblanco y de la depresión de Anchuras.

Este cabalgamiento corta y desnivela el relieve apalachiano definido por los sinclinos paleozoicos de las Villuercas y del Guadarranque, desnivelando tanto el nivel de cumbres definido sobre las crestas de cuarcita armoricana, como a la penillanura extremeña. En el sector del Guadarranque-Anchuras se estimó (Nozal, 1985) una componente vertical de al menos 200 m de salto, que se va amortiguando hacia los Montes de Toledo, mientras que hacia el SO, en Guadalupe, Álvarez *et al.* (2004 a y b) llegan a estimar un salto máximo acumulado de algo más de 1000 m atribuido al Pliocuaternario, pues consideran las rañas como depósitos sintectónicos.

La evolución E-O de las rañas en la depresión presenta tres rasgos fundamentales (Martín-Serrano y Molina, 1989): descenso altimétrico desde los 625-550 m en su extremo nororiental hasta los 400-300 m en el occidental, disminución de espesor y rasgos sedimentológicos cada vez más maduros, más netamente fluviales. Las rañas del borde septentrional son las que alcanzan mayor desarrollo, puesto que el escalón morfológico es más acusado, destacando las de Cañamero, Alía, Castilblanco, Puerto Rey y Anchuras en las Vegas Altas, y que se prolongarían hacia el SO hasta la altura de Madrigalejo-Navalvillar de Pela (Chaput, 1995) se presentan como elevadas plataformas colgadas más de 200 m sobre el Guadiana y con pendiente hacia el SE, digitadas por la incisión fluvial, y donde es fácil aún, reconocer la forma del abanico mediante el trazado de las correspondientes isohipsas de sus superficies (Gehrenkemper, 1978.). Igualmente en las Vegas Bajas destacan las de Villar del Rey, La Roca de la Sierra y la de la Sierra del Centinela, al sur de Alcuéscar y en el borde meridional, las asociadas a las pequeñas sierras cuarcíticas de la Tierra de Barros (San Serván y Grajera).

La jerarquización de la red de drenaje actual se inició a más tardar durante la etapa de depósito del techo del piedemonte definido por las rañas, que es el punto de partida para la posterior evolución del sistema fluvial, puesto que las pendientes originales de éstas coinciden con el sentido de drenaje actual, y sobre las que ha podido divagar el Guadiana y sus afluentes, dejando al menos 6 niveles de terrazas escalonadas.

El Guadiana y el Zújar, principal afluente por su izquierda, en el tramo superior de las Vegas Altas, tallan profundas gargantas sobre la penillanura con escasos aluviones y terrazas. Rebasada Orellana la Vieja, ya en el tramo medio de la depresión, se entra en el terciario, donde se ha elaborado una extensa llanura de 5-15 km de anchura, en la que destacan relieves tabulares correspondientes a terrazas antiguas (relieve invertido), diferenciándose al sur de Madrigalejo algunos de los niveles más altos (+100 y +70 m) de rasgos parecidos a las rañas, y en la margen opuesta, dos niveles más bajos (+20-27 m y +5-10 m).

Hacia el oeste, y hasta Mérida, el Guadiana discurre con escaso fondo y múltiples brazos entrecruzados desplazado hacia el borde meridional, mientras que por la margen derecha desembocan los ríos Gargaligas, Ruecas, Alcollarín y Búrdalo que conforman una amplia planicie aluvial al no presentar las terrazas bajas ruptura morfológica apreciable; el primero de ellos, posee también aterrazamientos antiguos en tránsito hacia las rañas (+140 m y +180 m), y otros más bajos a +85-90 m, +50-70 m y +12-20 m (Gehrenkemper, 1978). Entre Mérida y Badajoz el río discurre por una llanura de inundación (+3-5m) de más de 10 km de anchura, situándose en la ribera meridional dos niveles de terrazas, el más alto (+45-60 m) de unos 3,5 km de anchura, y el inferior más reducido a +10-20 m.

7. LAS CUENCAS CENOZOICAS DE LAS CORDILLERAS ALPINAS

En las Cadenas Alpinas españolas existen diversos tipos de cuencas intramontañosas que presentan características muy variables, pero que en cada una de las distintas cadenas suelen tener características geológicas y geomorfológicas comunes.

7.1. CUENCAS CENOZOICAS DE LA CORDILLERA IBÉRICA Y COSTERO CATALANA

Uno de los rasgos geológicos y geomorfológicos más singulares de la Cordillera Ibérica es la presencia de diversas Cuencas Cenozoicas intermontanas y que dan lugar a zonas deprimidas rodeadas por las extensas áreas amesetadas y sierras que configuran el cuerpo principal de la cadena (Gutiérrez Elorza y Peña Monné, 1996). Desde el punto de vista geológico pueden diferenciarse dos grupos principales de cuencas cenozoicas en la Cordillera Ibérica (Anadón *et al.*, 2004):

- Cuencas del ciclo “paleógeno” (Paleoceno – Mioceno inf.). Son surcos sedimentarios a menudo ligados a sinclinales de dirección ibérica y que han sufrido efectos compresivos debidos a estructuras tectónicas mayores (cuencas de Montalbán, Alloza, Aliaga, Alto Tajo, Dos Aguas, etc.). Los rellenos suelen ser de sedimentos detríticos de origen aluvial con algunas intercalaciones de carbonatos lacustres y rara vez evaporitas.
- Cuencas del ciclo “neógeno”. Salvo las cuencas próximas al litoral, donde si existen sedimentos de origen marino, los rellenos de estas cuencas son de origen continental y están compuestos por facies detríticas de origen aluvial y potentes secuencias de sedimentos lacustres evaporíticos y carbonatados.

Este último tipo de cuencas se debe a una tectónica extensional que es consecuencia del proceso de *rafting* que originó el Surco de Valencia. Dentro de estas cuencas del ciclo neógeno cabe diferenciar entre aquellas que se asocian a los esfuerzos distensivos que se manifiestan desde el Mioceno inf., tales como las de Calatayud y la de Teruel, y las debidas a la reactivación extensional pliocuaternaria, tales como las de Jiloca y las fosas pre-litorales de Castellón (Simón, 1984; Simón, 2004).

Los carbonatos lacustres dan lugar a la presencia de superficies estructurales subhorizontales, a veces con depresiones cársticas asociadas, y que son muy frecuentes en las cuencas interiores del ciclo neógeno y dan lugar a relieves culminantes en mesas de los que se descienden relieves en graderío. Estas superficies subhorizontales también aparecen en las cuencas del ciclo paleógeno pero con mucho menor desarrollo y en combinación con otras morfoestructuras (cuestas y hogbacks).

La red fluvial se encaja adaptándose y discurriendo por las Cuencas o depresiones del ciclo neógeno (ríos Jiloca, Alfambra y Turia), lo que facilita el desarrollo de importantes depósitos de terrazas y, sobre todo, glacis. Otros ríos como el Jalón cortan ortogonalmente a las cuencas. En las cuencas próximas al mar mediterráneo existen importantes acumulaciones de abanicos aluviales con costras calcáreas a techo en los niveles más antiguos (Gutiérrez Elorza y Peña Monné, 1996).

La aridez del clima y la presencia de lutitas y yesos facilita la formación de cárcavas que son frecuentes tanto en la Cuenca o fosa de Calatayud como en la de Teruel.

Además de la presencia de dolinas sobre las superficies estructurales o mesas calcáreas, los fenómenos de disolución cárstica también son importantes en los yesos del Mioceno de la fosa de Calatayud y al norte de la de Teruel. La formación de depósitos de tobas es importante en Calamocha (Cuenca de Jiloca).

El sistema Costero Catalán también fue afectado por la tectónica extensional ligada al proceso de *riifting* que originó el Surco de Valencia (Simón, 2004), lo que dio lugar a las cuencas neógenas del Vallès-Penedès y El Camp. Se trata de fosas con morfología de semi-graben cuyo relleno consiste en materiales detriticos depositados por abanicos aluviales y *fan deltas* durante el Oligoceno terminal y el Mioceno (Cabrera y Calvet, 1996). En estas fosas alcanzan gran desarrollo los depósitos aluviales cuaternarios que dan lugar a la formación de abanicos aluviales, asociados a las salidas de los barrancos a la fosa, sistemas de terrazas, cuyo número tiende a disminuir aguas abajo, así como deltas de extensión variable en la desembocadura (Salas, 1994).

7.2. CUENCAS CENOZOICAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS Y BALEARES

Durante el Mioceno inf. y medio se originaron en las Cordilleras Béticas y bajo un régimen tectónico sinor-génico un conjunto de Cuencas Intracadena, situadas en el interior del orógeno, y una Cuenca de Antepaís o Estrecho Nord-Bético entre el orógeno y el Macizo Ibérico. Al final de este periodo y como consecuencia de la actuación conjunta de procesos tectónicos y eustáticos se produjo la desarticulación de ambos tipos de cuencas. Durante el Mioceno sup. y el Plioceno las Cuencas de Intracadena dan lugar a las denominadas Cuencas Postorogénicas Béticas, mientras que la Cuenca de Antepaís o Estrecho Nord-Bético da origen a la Cuenca o Depresión del Guadalquivir de la que se habla en otro apartado de este mismo capítulo (Civis, 2004; Viseras et al., 2004).

Las Cuencas Postorogénicas Béticas se localizan tanto sobre las Zonas Internas (Málaga, Sorbas, Níjar, Vera, etc.) como en las Zonas Externas (Ronda, Prebético Norte de Alicante, Formentera, Llanura central de Mallorca y el Migjorn menorquín) o bien en el contacto entre ambas (Granada, Guadix-Baza, Campo Coy, Fortuna, Bajo Segura, etc.). La sedimentación es marina, generalmente durante las primeras etapas, y continental.

Desde el punto de vista de la geomorfología, todas estas cuencas pueden agruparse para su descripción en tres grandes conjuntos morfoestructurales: Depresión Penibética, cuencas relacionadas con el corredor de cizalla de las Béticas orientales y cuencas de las Islas Baleares (Goy et al., 1994).

La Depresión Penibética está constituida por las cuencas de Granada y Guadix-Baza, así como la prolongación oriental de esta última que es llamada por algunos autores Cuenca de Campo Coy (Goy et al., 1994; Viseras et al., 2004). Estas cuencas se localizan en el contacto entre las Zonas Internas y Externas y están limitadas por fallas. Forman áreas hundidas, esto es depresiones, con respecto a los relieves montañosos circundantes, de tal modo que separan el conjunto orográfico denominado Cordillera Subbética (situado al norte de la Depresión) de la Cordillera Penibética (que se localiza al sur de la Depresión Bética). Las cuencas se caracterizan, sobre todo en el caso de la de Granada, por el levantamiento generalizado y muy reciente de sus bordes, que constituyen fallas activas con morfologías características (como la de Nigüelas). El relleno se produce en condiciones marinas hasta finales del Mioceno y pasa posteriormente a ser continental y endorreico con formación de sedimentos aluviales y lacustres hasta el Pleistoceno medio (Vera, 1970; Fernández et al., 1996). El paso a condiciones exorreicas produjo un encajamiento de la red fluvial importante y que, debido la alta erosionabilidad de los materiales y las condiciones climáticas semiáridas, ha dado lugar a amplias zonas de cárcavas, pero que sin embargo permite que la morfología de los abanicos aluviales del Plio-pleistoceno todavía se conserve en muchos lugares. Los ríos actuales que descienden de los importantes relieves montañosos de Sierra Nevada desarrollan amplias llanuras aluviales (Vega de Granada). La turbera de Padul (en un ápice de la Cuenca de Granada) representa un último reducto de la fase endorreica que todavía no ha sido capturada por el encajamiento de la red (Goy et al., 1994).

La parte oriental de la Cordillera Bética está recorrida por una ancha zona de cizalla que constituye un segmento de la zona de cizalla mayor llamada "trans-Alboran". Durante el Neógeno este corredor es-tructural, que estaba sujeto a la compresión próxima a N-S resultante de la colisión entre la placa Ibérica y Africana, ha dado lugar al desarrollo de dos tipos de cuencas sedimentarias: en los surcos sinclinales asociados a las fallas y las de tipo graben. La actividad volcánica interfirió con los procesos tectónicos y sedimentarios especialmente durante el Tortoniano y, en menor medida, durante el Plioceno (Motenat y Ott d'Estevou, 1994). El corredor de cizalla tiene morfología sigmoidal y siguiendo una dirección SO-NE se extiende desde Almería hasta Alicante. El comportamiento tectónico de los distintos sectores del corredor ha sido diferente, existiendo cuencas que han funcionado como tales o han adquirido su morfología actual en el Cuaternario, lo que da lugar a morfologías deprimidas bordeadas por distintos tipos de escarpes de falla y a la presencia de otros elementos morfotectónicos con significación geomorfológica lineal. Es destacable la existencia de importantes sistemas de abanicos aluviales y glaciares al pie de los frentes montañosos, así como fondos de valles que siguen la dirección de las fosas y algunos *fan deltas* (Goy et al., 1994).

Las Cuencas Cenozoicas de las Baleares son de carácter postorogénico y distensivas. Los rellenos tienen edades comprendidas entre el Mioceno sup. y el Plioceno sup. Las cuencas principales son la Llanura Central o Depresión Mallorquina y el Migjorn menorquín, aunque también existe representación de materiales neógenos en Formentera e Ibiza (Fornós et al., 2004). En la Llanura central de Mallorca los carbonatos marinos del Tortoniano dan lugar a extensas superficies estructurales subhorizontales y carstificadas, siendo así mismo destacables los sistemas de abanicos aluviales en el borde septentrional de la Depresión y la presencia de depósitos eólicos fósiles y actuales. El Migjorn también está constituido por una superficie estructural carstificada e inclinada hacia el mar y que está profundamente cortada por la red de drenaje que presenta fenómenos de antecedencia (Goy et al., 1994).

8. BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, E., Díaz Molina, M y Pérez-González, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el neógeno de la Meseta sur española. *Trabajos sobre Neógeno-cuaternario*, 5: 7-29.
- Aguirre, E. (1989). Vertebrados del Pleistoceno continental. En: *Mapa del Cuaternario de España a escala 1:1.000.000 y Memoria* (A. Pérez-González, P. Cabra y A. Martín-Serrano, Eds.). ITGE, Madrid, 47-70.
- Aleixandre, T., Pinilla, A. y Pérez-González, A. (1977). Características mineralógicas de las dunas continentales de la Llanura manchega. *Actas de la III Reunión del Grupo de Trabajo del Cuaternario, Inst. Geografía Aplicada, CSIC*, Madrid, 281-289.
- Alía Medina, M. (1960). Sobre la tectónica profunda de la Fosa del Tajo. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 58: 125-162.
- Alfaro, J.A. y Barranco, L.M. (1990). Evolución del relieve durante el Cenozoico en las inmediaciones de la Cuenca del Guadiana. *I Reunión Nacional de Geomorfología, Teruel*, Tomo II: 743-752.
- Alférez, F. (1977). Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al W de Toledo. *Estudios Geológicos*, 33: 223-250.
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountain (NW Spain). En: *Tertiary basins of Spain* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, 19-22.
- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, A., Corrochano, P., Huerta, P. y Rodríguez, J. M. (2004). Cuencas Cenozoicas del Macizo Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid. 581-584.
- Álvarez, J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G. y Vegas, R. (2004a). Reactivación intraplaca de un relieve apalachiano: Las Sierras de Guadalupe y Montánchez. *Geotemas*, 6(5): 221-224.
- Álvarez, J., Muñoz-Martín, A., Vegas, R. y De Vicente, G. (2004b). Las Sierras de Guadalupe-Montánchez. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 629-629.
- Anadón, P. (Coord.), Alcalá, L., Alonso Zarza, A. M., Calvo, J. P., Ortí, F., Rosell, L. y Sanz Rubio, E. (2004). Cuencas Cenozoicas de la Cordillera Ibérica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 562-569.

Ancochea, E. (1983). *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 203/83, 675 pp.

Arauzo, T., y Gutiérrez, M. (1994). Evolución de los valles de fondo plano del centro de la Depresión del Ebro. *III Reunión Nacional de Geomorfología*, Logroño, 277-290.

Armenteros, I. (1986). *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero*. Ediciones Diputación de Salamanca, Serie Castilla y León, 1, 470 pp.

Bacelar, J., Alonso, M., Kaiser, C., Sánchez, M., Cabrera, L. y Santanach, P. (1988). La cuenca terciaria de As Pontes (Galicia): su desarrollo asociado a inflexiones contractivas de una falla direccional. *II Congr. Geol. España, Simposios*: 113-121.

Benito, G., Gutiérrez, F., Pérez-González, A. y Machado, M. J. (2000). Geomorphological and sedimentological features in Quaternary fluvial systems affected by solution-induced subsidence (Ebro Basin, NE. Spain). *Geomorphology*, 33: 209-224.

Benito, G., Pérez-González, A., Gutiérrez, F. y Machado, M. J. (1998). River response to Quaternary large-scale subsidence due to evaporite solution (Gallego River, Ebro Basin, Spain). *Geomorphology*, 22: 243-263.

Birot, P. (1945). Sobre la morfología del segmento occidental de la Sierra del Guadarrama. (C. Vidal Box, Trad.). *Estudios Geográficos*. Publicaciones extranjeras sobre temas de Geografía Española, 155-168.

Birot, P. y Solé, L. (1954a). *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española*. Inst. Juan Sebastián el Cano, CSIC, Madrid; 87 pp.

Birot, P. y Solé, L. (1954b). Recherches morphologiques dans le nord-ouest de la Péninsule Ibérique. *Mem. Doc. Centre Rech. et Docum. Cartogr. et Geograph.*, 4: 7-61.

Burillo, F., Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1985). Las acumulaciones holocenas y su datación arqueológica en Mediana de Aragón (Zaragoza). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 11: 193-207.

Cabra, P., Díaz de Neira, A., Enrile, A., López Olmedo, F. y Pérez-González, A. (1988). *Cartografía geológica y memoria de las hojas geológicas a escala 1:50.000 de La Roda (742), La Gineta (765) y Quintanar del Rey (717)*. ITGE, Madrid.

Cabrera, L. y Calvet, F. (1996). Onshore Neogene record in NE Spain: Vallès-Penedès and El Camp half-grabens (NW Mediterranean). En: *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 97-105.

Cáceres Puro, L. M. (1999). *Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir (Huelva)*. Universidad de Huelva, Huelva, 249 pp.

Camarero, Y., Pineda, A., Salazar, A. (en prensa). *Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja nº 427 (Medina del Campo)*. IGME. (Realizado en 2002).

Capote, R., Villamor, P. y Tsige, M. (1996). La tectónica alpina de la Falla de Alentejo-Plasencia (Macizo Hespérico). *Geogaceta*, 20: 921-924.

Casanovas-Cladellas, M. L., Jiménez, E., Martín-Closas, C., Moyá-Solá, S., Santafé-Llopis J. V. y Truyols, J. (1991). Consideraciones sobre la edad del yacimiento eocénico de Llamaquique (Oviedo, España). *Bol. Cien. Nat. IDEA*, 41: 253-261.

Chaput, J. L. (1995). *La Geomorphologie de L'Extremadoure et de la Sierra Morena (Espagne)*. Thèse de Doctorat D'état en Géographie, Univ. Paris IV, 606 p.

Días, R. P. y Cabral, J. (1991). Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul river fault (Central Portugal). *Seismicity, Sismotectonics and Seismic risk of the Ibero-Maghrebian Region*. Monografía 8, IGN, 269-282.

Civis, J. (2004). Rasgos generales: estructuración. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 531-533.

Díaz del Olmo, F., Vallespí, E., Baena, R. y Recio, J. M. (1989). Terrazas pleistocenas del Guadalquivir occidental: Geomorfología, suelos paleosuelos y secuencia cultural. En: *El Cuaternario en Andalucía occidental* (F. Díaz del Olmo y J. Rodríguez Vidal, Eds.). Monografías de la AEQUA. AEQUA, Sevilla, I: 33-42.

Díez Herrero, A. y Bateman, M. D. (1998). Interpretación paleoambiental y datación mediante luminiscencia del manto arenoso de Tierra de Pinares oriental (Segovia). *Geogaceta*, 24: 107-110.

Espejo, R. (1985). The ages and soils of two levels of Raña surfaces in Central Spain. *Geoderma*, 35: 223-239.

Fernández, J., Soria, J. y Viseras, C. (1996). Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): tectonic control and base-level changes. En: *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C. J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge. 353-365.

Fernández Fernández, A., García del Cura, M. A., González Martín, J. A. y Ordoñez, S. (2000). Morfogénesis y sedimentación carbonática pleistocena en el valle del Júcar (Albacete). *Geotemas*, 1: 353-357.

Fernández Macarro, B. (1987). *Evolución morfológica de la Depresión de Talaván-Torrejón el Rubio y génesis del yacimiento de palygorskita asociado*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca.

Fernández Macarro, B. y Blanco Sánchez, J. A. (1990). Evolución morfológica de la depresión de Talaván-Torrejón el Rubio (Cáceres, España). *I reunión Nacional de Geomorfología, Teruel*. Tomo II: 753-762.

Fornós, J. J., Obrador, A. y Pomar, L. (2004). La sedimentación post-orogénica de las Baleares. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 463-464.

Gallardo Millán, J. L. y Pérez-González, A. (2000). Magnetoestratigrafía del relleno neógeno en las cuencas del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Geotemas*, 1: 101-104.

Gallardo Millán, J. L., Ancochea, E. y Pérez-González, A. (2002). Secuencia magnetoestratigráfica y edad de los materiales volcánicos y sedimentarios de Poblete (Ciudad Real). *Geogaceta*, 32: 35-38

Gallardo, J., Pérez-González, A. y Benayas, J. (1987). Paleosuelos de los piedemonte villafranquienenses de las terrazas pleistocenas de la región del valle del Henares-Alto Jarama. *Boletín Geológico y Minero*, 98: 27-39.

García del Cura, M. A., Pedley, H. M., Ordoñez, S. y González Martín, J. A. (2000). Petrology of a barrage tufa system (Pleistocene to recent) in the Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain). *Geotemas*, 1: 359-363.

Garzón, G. y López-Martínez, N. (1978). Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central. *Estudios Geol.*, 34: 571-575.

Gehrenkemper, J. (1978). Rañas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien. *Berliner Geographische Abhandlungen*, Heft 29, 80pp.

Giner, J. L. y Vicente, de G. (1995). Crisis tectónicas recientes en el sector central de la cuenca de Madrid. En: *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario* (T. Aleixandre y A. Pérez-González, Eds.). Monografías CCMA, Madrid, 3: 141-161.

Giner, J. L. (1996). *Análisis neotectónico y sismotectónico en el sector centro-oriental de la cuenca del Tajo*. Tesis inédita. Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid.

González Delgado, J. A. (Coord.), Civis, J., Dabrio, C. J., González Delgado, J. A., Goy, J. L., Ledesma, S., País, J., Sierra, F. J. y Zazo, C. (2004). Cuenca del Guadalquivir. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 543-550.

González Martín, J. A. (1986). Las manifestaciones frías mediterráneas en la cuenca baja del Tajuña, durante el Cuaternario reciente. En: *Atlas de Geomorfología* (E. Martínez de Pisón, Ed.). Alianza Editorial, Madrid, 229-238.

Gómez de Llarena, J. (1916). Bosquejo geográfico y geológico de los Montes de Toledo. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* (Ser. Geol.), 15: 5-74.

Goy, J. L., Zazo, C. y Rodríguez Vidal, J. (1994). Cordilleras Béticas-Islas Baleares. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, Coord.). Rueda, Madrid, 123-157.

Gracia Prieto, F. J.; Nozal Martin, F.; Pineda Velasco, A.; Wouters de Vries, P. F. (1990). Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7: 38-40.

Gutiérrez, F. y Arauzo, T. (1997). Subsistencia kárstica sinsedimentaria en un sistema aluvial efímero: El Barranco de Torrecilla (Depresión del Ebro, Zaragoza). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 349-372.

Gutiérrez, F.; Ortí, F., Gutiérrez, M., Pérez-González, A., Benito, G., Gracia, J. y Durán, J. J. (2001). The stratigraphical record and activity of evaporite dissolution subsidence in Spain. *Carbonates and Evaporites*. En prensa.

Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1994). Depresión del Ebro. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, Coord.).. Rueda, Madrid, 305-349.

Gutiérrez, M. y Gutiérrez, F. (1998). Geomorphology of Tertiary gypsum formations in the Ebro Depression. *Geoderma*, 87: 1-29.

Gutiérrez, M., Sancho, C., Arauzo, T. y Peña, J. L. (1998). Evolution and paleoclimatic meaning of the talus flatirons in the Ebro Basin, NE of Spain. En: *Quaternary Desert and Climatic Change* (A.S. Alsharhan, K.W. Glennie y G.L. Wittle, Eds.). Balkema, Amsterdam, 593-599.

Gutiérrez Elorza, M. (1989). El Relieve. En: *Territorio y sociedad en España, Tomo I Geografía Física* (V. Bielza, Ed.). Taurus, Madrid, 9-35.

Gutiérrez Elorza, M. y Peña Monné, J. L. (1994). Cordillera Ibérica. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, Coord.). Rueda, Madrid. 251-286.

Hacar, M., Pagés, J. L. y Alonso, A. (1999). Nueva interpretación de la geología de la mina romana de Las Médulas. El Bierzo, León. *Geogaceta*, 25: 83-86.

Herail, G. (1982). La sedimentación terciaria en la parte occidental de El Bierzo (León, España) y sus implicaciones geomorfológicas. 1^a Reunión sobre la geología de la Cuenca del Duero. *Temas Geológicos y Mineros*, VI (I): 323-337.

Herail, G. (1984). Géomorphologie et lítologie de l'or détritique. *Piédemonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne*. CNRS, París, 456 pp.

Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., Vegas, R., De Vicente, G., Cloetingh, J., Giner, J. y González Casado, J. M. (2004). Cadenas cenozoicas del Noroeste peninsular. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Coord.), SGE-IGME, Madrid. 619-621.

Hernández-Pacheco, E, (1911). Itinerario Geológico de Toledo a Urda. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (Ser. Geol.)*, 1, 46pp.

Hernández-Pacheco, F. (1932). La región Volcánica de Ciudad Real. *Púb. Soc. Geol. Nac. B*, 3, 213 pp.

Hernández-Pacheco, F (1960). El terciario continental en Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 58: 241-274.

Hernández-Pacheco, F. y Crusafont, M. (1960). Primera caracterización paleontológica del Terciario de Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 58: 275-282.

Huerta, A., Parés, J. M., Cabrera, L., Ferrús, B., Sáez, A. (1997). Magnetocronología de las sucesiones cenozoicas de la cuenca de As Pontes (La Coruña, Noroeste de España). *Acta Geológica Hispánica*, vol. 32 (Pub 1999) (3-4): 127-145.

Leticia, P., Pérez-González, A., Sopeña, A. y Parés, J. M. (1995). Fenómenos de hundimiento sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la cuenca de Madrid (Almoguera-Fuentidueña del Tajo). En: *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario* (T. Aleixandre y A. Pérez-González, Eds.). Monografías CCMA CSIC, Madrid, 3: 125-139.

López Martínez, N., Fernández, M. T., Peláez, P. y de la Peña, A. (1993). Estudio paleontológico en las cuencas terciarias de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 19-28.

López Olmedo, F.; Díaz de Neira, A. y Hernaiz Huerta, P. P. (en prensa). *Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja nº 431 (Sepúlveda)*. IGME. (Realizado en 1993).

Macklin, M. G., Passmore, D., Stevenson, A. C. y Davis, B. A. (1994). Responses of rivers and lakes to Holocene environmental change in the Alcañiz region, Teruel, North-East Spain. En: *Environmental Change in Drylands: Biogeographical and Geomorphological Perspectives* (A.C. Millington y K. Pye, Eds.). Wiley, Chichester, 113-130.

Macpherson, J. (1879). Estudio geológico y petrográfico del norte de la provincia de Sevilla. *Bol. Mapa Geol. Esp.*, VI: 1-172.

Martín-Serrano, A. (1988). *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Instituto de Estudios zamoranos Florián de Ocampo, Diputación de Zamora, 306 pp.

Martín-Serrano, A., Blanco, J. A. y Fernández Macarro, B. (1989). Los procesos de alteración de la superficie del Valderaduey (Mioceno inferior del Oeste Zamorano). *XII Congreso español de Sedimentología, Comunicaciones*, 245-248.

Martín-Serrano, A. y Molina, E. (1989). Montes de Toledo y Extremadura. En: *Mapa del Cuaternario de España, escala. 1: 1.000.000*. ITGE, Madrid, 187-200.

Mayoral, E. y Pendón, J. G. (1986). Icnofacies y sedimentación en zonas costeras. Plioceno superior (?), litoral de Huelva. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 507-513.

Mediavilla, R., Dabrio, C., J. Martín-Serrano, A. y Santisteban, J. I. (1996). Lacustrine Neogene systems of the Duero Basin: evolution and controls. En: *Tertiary basins of Spain* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, 228-236.

Molina, E. y Armenteros, I. (1986). Los arrasamientos Plioceno y Plio-pleistoceno en el sector suroriental de la cuenca del Duero. *Stvdia Geol. Salmant.*, 22: 293-307.

Moreno Serrano, F. (1990). Superficies de erosión y fracturas de enlace entre la Meseta Norte y la Llanura Extremeña. (Salamanca-Cáceres). *I reunión Nacional de Geomorfología, Teruel*. Tomo I: 39-49.

Moreno Serrano, F. (1991). Superficies de erosión y tectónica neógena en el extremo occidental del Sistema central español. *Geogaceta*, 9: 47-50.

Motenat, CH. y Ott d'Estevou, P. (1996). Late Neogene basins evolving in the Eastern Betic transcurrent fault zone: an illustrated review. En: *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 372-386.

Nozal Martín, F. (1985). *Mapa Geológico de España 1:50.000 Hoja nº 708 (Minas de Sta Quiteria)*. IGME, Madrid.

Nozal, F. y Espina, R. G. (1994). Evolución morfológica del Esla: un ejemplo de captura. *Resúmenes. XVI Reunión de Xeoloxía e Minería do NO Peninsular*. Laxe 1994. 23-26.

Nozal, F. (en prensa). *Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja nº 404 (Ayllón)*. IGME. (Realizado en 1998).

Nozal, F. y Herrero, A. (2005). El Mioceno del borde meridional del corredor Aranda de Duero-Burgo de Osma (SE Cuenca del Duero). *Revista Sociedad Geológica de España*, 18 (1-2): 00-00.

Olivé, A., Portero, J. M., Del Olmo, P., Aragónés, E., Carreras, F., Molina, E. y Gutiérrez-Elorza, M. (1982). El sistema de terrazas del río Carrión. Temas Geológico Mineros VI, II. IGME. *1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero*. Salamanca, 1979. 451-459.

Opdyke, N., Mein, P., Lindsay, E., Pérez-González, A., Moissenet, E. y Norton, V. L. (1997). Continental deposits, magnetostratigraphy and vertebrate paleontology, Late Neogene of eastern Spain. *Palaeo*, 133: 129-148.

Ordoñez, S., González Martín, J. A. y García del Cura, M. A. (1981). Carbonatos fluviales para-actuales en el valle del río Tajuña. En: *Actas V Reunión Grupo Español Trabajo Cuaternario*, Sevilla, 280-293.

Pedley, H. M., Andrews, J. E., Ordoñez, S., González Martín, J. A., García del Cura, M. A. y Taylor, D. M. (1996). Climatically controlled fabrics in freshwater carbonates: a comparative study of barrage tufas from Spain and Britain. *Palaeo*, 121: 239-257.

Ordoñez, S., López Aguayo, F. y García Del Cura, M. A. (1976). Estudio Geológico de las " facies rojas" pliocuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). *Estudios geológicos* 32: 215-220.

Peña, J. L., Echevarría, M. T., Petit-Maire, N. y Lafont, R. (1993). Cronología e interpretación de las acumulaciones holocenas de la Val de las Lenas (Depresión del Ebro, Zaragoza). *Geographicalia*, 30: 321-332.

Peña de la, J. A. y Marfil, R. (1986). La sedimentación salina actual en las lagunas de La Mancha: una síntesis. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 235-270.

Pérez-González, A. (1980). Geología y estratigrafía de los yacimientos de Áridos en la Llanura aluvial de Arganda (Madrid). En: *Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama* (M. Santonja, N. López y A. Pérez-González, Eds.). Diputación Provincial de Madrid, Madrid, 49-61.

Pérez-González, A. (1982a). El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. Temas Geológico Mineros VI, II. Guía de Excusiones. IGME. 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. 717-740.

Pérez-González, A. (1982b). *Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 179/82, 787 pp.

Pérez-González, A. (1994). Depresión de Tajo. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, Coord.). Rueda, Madrid, 389-436.

Pérez-González, A., Bascones, L., Martín Herrero, D. y Carballeira, J. (1983). Las cuencas terciarias de Extremadura. En: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos* (J.A. Comba, Coord.). IGME, Madrid, 2: 569-574.

Poblete, M. A. (1995). *El relieve volcánico de Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Junta de comunidades de Castilla-La Mancha, 467pp.

Portero, J. M., Ancochea, E. y Pérez-González, A. (1988). *Mapa Geológico de España 1:50.000 Hoja nº 784 (Ciudad Real)*. IGME.

Portero, J. M., Pérez-González, A., (1991). *Cartografía geomorfológica de la Hoja topográfica a escala 1:50.000 Brihuega (511)*. Mapa Geológico de España a E: 1:50.000. ITGE.

Portero García, J. M. y Álvaro López, M. (1984). La Depresión del Guadalquivir. Cuenca de antepaís durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final. En: *I Cong. Esp. Geol*, Segovia, III: 241-252.

Pueyo, J. J. (1979). La precipitación evaporítica actual en las lagunas saladas del área: Bujaraloz-Sástago, Cape, Alcañiz y Calanda (provs. de Zaragoza y Teruel). *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas*, 33: 5-56.

Pulgar, J. A., Alonso, J. L., Espina, R. G. y Marín, J. A. (1999). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21: 283-294.

Rendell, H. M., Calderón, T., Pérez-González, A., Gallardo, J., Millán, A. y Townsend, P. (1994). Thermoluminescence and optically stimulated luminescence dating of Spanish dunes. *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews)*, 13: 429-432.

Rendell, H. M., Pérez-González, A., Calderón, T. y Benítez, P. (1996). Late Quaternary aeolian activity in the Manchega plain Central Spain. En: *Abstrats of the 8th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating*. Camberra, Australia, 21: 220-221.

Riba, O. (1957). Terraces du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. En: *INQUA V. Congress Inter. Madrid-Barcelona. Libret guide de l'excursion C2*, 5-55.

Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L. M. y Rodríguez Ramírez, A. (1992). La red fluvial cuaternaria en el piedemonte de Sierra Morena occidental. *Cuad. Inv. Geográficas*. 17 (1-2): 57-68.

Rodríguez-Vidal, J. y Díaz del Olmo, F. (1994). Cuenca del Guadiana-Tierra de barros En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, Coord.), Rueda, Madrid, 110-115.

Rodríguez-Vidal, J., Villalobos, M., Jorquera, A. y Díaz del Olmo, F. (1988). Geomorfología del sector meridional de la Cuenca del Guadiana. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1 (1-2), 157-164.

Royo Gómez, J. (1929). *Cartografía geológica y memoria de la hoja geológica a escala 1:50.000 de Madrid (559)*. IGME, Madrid.

Salas, M. (1994). Sistema Costero Catalán. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, Coord.). Rueda, Madrid. 287-303.

Sancho, C., Lewis, C. J., McDonald, E. V. y Peña, J. L. (2000). Primeros datos sobre la relación entre el levantamiento postorogénico de los Pirineos y el patrón de encajamiento fluvial del río Cinca durante el Cuaternario (Depresión del Ebro). *VI Reunión Nacional de Geomorfología*, Madrid, 49.

Santanach, P. (1994). Las cuencas Terciarias Gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 57-71.

Santanach, P., Baltuille, J. M., Cabrera, L., Monge, C., Sáez, A. y Vidal Romaní, J. R. (1988). Cuencas terciarias relacionadas con corredores de fallas direccionales. *II Congr. Geol. España, Simposios*: 123-133.

Santonja, M. y Villa, P. (1990). The Lower Paleolithic of Spain and Portugal. *Journal of World Prehistory*, 4: 45-94.

Sanz de Galdeano, C. M. y Rodríguez Fernández, J. (1996). Neogene paleogeography of the Betic Cordillera: an attempt at reconstruction. En: *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 323-329.

Schütt, B. (2000). Holocene paleohydrology of playa lakes in northern and central Spain: a reconstruction based on the mineral composition of lacustrine sediments. En: *Mediterranean lacustrine records a contribution to the ELDP* (B. Zolitschka, S. Wuelf y J.F.W. Negendank, Guest Eds.). *Quaternary International*, 73/74: 7-27.

Schütt, B. y Baumhauer, R. (1996). Playa sedimenta aus dem zentralen Ebobecken/Spanien als Indicatoren für holozäne klimaschwankungen-ein vorläufige Bericht. *Petermans Geographische Mitteilungen*, 140: 33-42.

Schwenzner, J. E. (1943). La morfología de la región montañosa central de la meseta española. (Zur Morphologie des Zentral-spanischen Hochlandes. *Geographische Abhandlungen* 3, Heft 10, 1936. trad. de C. Vidal Box). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T-XLI*: 121-147.

Sesé, C. y Soto, E. (2000). Vertebrados del Pleistoceno de Madrid. En: *Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid* (J. Morales, M. Nieto, L. Amezua, S. Fraile, E. Gómez, E. Herráez, R. Peláez-Campomanes, M.J. Salesa, I.M. Sánchez y D. Soria, Eds.). *Arqueología, Paleontología y Etnografía. Monográfico*, Madrid, 6: 216-243.

Sesé, C., Soto, E. y Pérez-González, A. (2000). Mamíferos de las terrazas del valle del Tajo: primeros datos de micromamíferos del Pleistoceno en Toledo (España central). *Geogaceta*, 28: 137-140.

Sierro, F. J., González Delgado, J. A., Dabrio, C., Flores, J. A. y Civis, J. (1996). Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). En: *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 339-345.

Silva, P. G., Cañaveras, J. C., Zazo, C., Sánchez-Moral, S., Lario, J. y Sanz, E. (1997). 3D soft-sediment deformation structures: existence for Quaternary seismicity in the Madrid basin, Spain. *Terra Nova*, 9: 208-212.

Simón, J. L. (1984). *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Instituto de Estudios Turolense, Teruel. 269 pp.

Simón, J. L. (2004). La tectónica extensional neógena-cuaternaria en la Cordillera Ibérica. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 615-617.

Solé, L. y Llopis, N. (1952). España, Geografía Física. Cap. VII, La Meseta. En: *Geografía de España y Portugal* (M. de Terán, Ed.). Montaner y Simón, Barcelona, Tomo 1: 497 p.

Stevenson, A. C., Macklin, M. G., Benavente, J. A., Navarro, C., Passmore, D. y Davis, B. A. (1991). Cambios ambientales durante el Holoceno en el valle medio del Ebro: sus implicaciones arqueológicas. *Cuaternario y Geomorfología*, 5: 149-164.

Temiño, J., García-Hidalgo, J. F. y Segura, M. (1997). Caracterización y evolución geológica del Sistema Dunas-Humedales de Cantalejo (Segovia). *Estudios Geológicos*, 53, (3-4): 135-143.

Torres, T., Canoira, L., Coello, F. J., García Alonso, P., García-Cortés, A., Grün, R., Hoyos, M., Juliá, R., Llamas, J., Meyer, V., Soler, V. y Valle, M. (1995). Datación e interpretación paleoambiental de los travertinos de Priego (Cuenca) y río Blanco (Soria). Sector central de la Cordillera Ibérica. En: *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario* (T. Aleixandre y A. Pérez-González, Eds.). Monografías CCMA CSIC, Madrid, 3: 113-124.

Valero-Garcés, B. L., González-Sampériz, P., Delgado-Huertas, A., Machín, J. y Kelts, K. (2000). Late glacial and Late Holocene environmental and vegetational change in Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. *Quaternary International*, 73/74: 29-46.

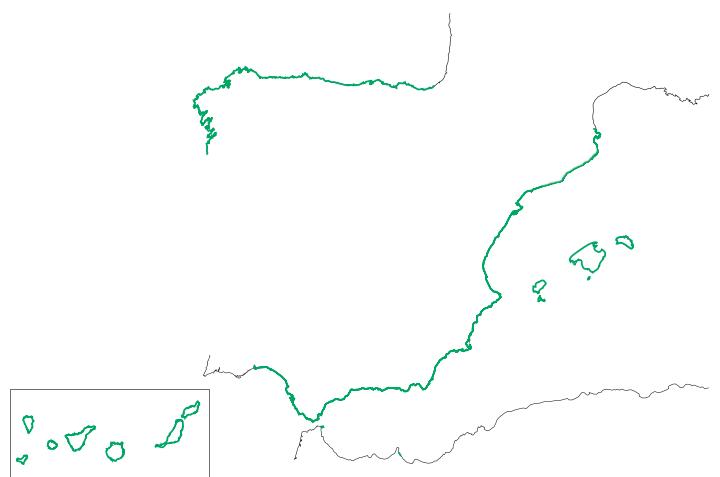
Vaudour, J. (1979). *La región de Madrid*. Ophrys. Aix-en-Provence. France

Vera, J. A. (1970). Estudio estratigráfico de la depresión de Guadix-Baza. *Bol. Geol. Min.* 81: 429-462.

Viseras, C., Soria, J. M., Fernández, J. (2004). Cuencas Neógenas Postorogénicas de la Cordillera Bética. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 576-581.

Zazo, C. y Goy, J. L. (1994). Litoral Español. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, Coord.). Rueda, Madrid, 123-157.

Zuidam, R. A. van (1976). *Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain*. I.T.C. Enschede, 221 pp.



EL LITORAL

J. L. Goy¹ y C. Zazo²

(1) Departamento de Geología. Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca, Spain
E-mail: joselgoy@gugu.usal.es

(2) Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid, Spain
E-mail: mcnzc65@mncn.csic.es

1. FACTORES QUE CONTROLAN LA GEOMORFOLOGÍA DEL LITORAL ESPAÑOL

La geomorfología actual de nuestras costas es el resultado de diversos factores que actúan a distinta escala espacial y temporal. Por una parte tenemos los *factores de tipo global*, entre los que destacan los cambios eustáticos acaecidos durante los períodos glaciares e interglaciares cuaternarios, algunos de ellos con variaciones del nivel del mar del orden de la centena de metros (último ciclo Glacial), que han hecho posible el desarrollo de importantes depósitos eólicos, de gravedad, etc., que en algunos casos han quedado recubiertos por sedimentos marinos y de transición (marino-continentales) durante la última subida del nivel del mar hasta alcanzar la posición actual (5000-3500 años BP).

Los otros *factores* que fundamentalmente determinan la geomorfología costera, son los *de tipo regional*, entre los que se incluyen: el contexto estructural, la litología, y aquellos aspectos de dinámica litoral tales como el rango mareal, orientación de la costa y vientos dominantes. Estos dos últimos controlando la deriva litoral y por consiguiente las zonas donde el material transportado se depositará, contribuyendo a la progradación costera en unas áreas en detrimento de otras que serán erosionadas y por consiguiente sometidas a un retroceso costero.

Un factor regional de gran importancia, en relación con el establecimiento de una cronología "precisa" de los procesos y depósitos o formas resultantes, que en definitiva conforman la geomorfología del litoral, se refiere a la situación geográfica de la Península Ibérica. El intercambio a través del Estrecho de Gibraltar entre las aguas de la Cuenca Mediterránea y de la Cuenca Atlántica que se establece a partir del Plioceno inferior, ha hecho posible, durante los interglaciares más cálidos, la proliferación en nuestras costas de faunas, hoy en día inexistentes, procedentes del África ecuatorial y cuyos restos incluidos en los depósitos marinos permiten la datación de estos, e indirectamente la de los depósitos continentales asociados.

Como es lógico el último ciclo Glacial (~75.000 años BP-presente) es el responsable no sólo del trazado actual de la costa, sino también en gran medida del aspecto geomorfológico de nuestros litorales. La situación latitudinal de la Península, como zona puente entre la Europa más septentrional y el continente africano, ha dado origen a que los fuertes y bruscos cambios climáticos detectados en el Atlántico Norte (Dansgaard et al., 1993; Bond et al., 1993; 1997) durante este período, se manifiesten en la Península de modo zonal, de tal forma que en los litorales situados aproximadamente por encima del paralelo 40°N (Zazo et al., 1996) dichos cambios climáticos se reflejan fundamentalmente en cambios en la temperatura, mientras que los situados al sur de la misma se manifiestan con cambios relacionados con la mayor o menor precipitación. Esto hace que los depósitos y formas que se generan en ambas zonas no sólo sean genéticamente diferentes en algunos casos, sino que su registro espacial también sea distinto.

Por último, la actividad antrópica particularmente desarrollada en el último siglo afecta al litoral de dos formas diferentes una produciendo variaciones en la morfología de la costa mediante cambios de áreas de

erosión/sedimentación debido a las construcciones de puertos, diques, espigones, etc. y otra a nivel global, como consecuencia del efecto invernadero, que podría originar una subida relativa del nivel mar.

2. DOMINIOS GEOMOFOLÓGICOS DEL LITORAL ESPAÑOL

Basándonos en los factores anteriormente mencionados, el litoral español puede ser subdividido en varios dominios geomorfológicos teniendo en cuenta, el marco lito-estructural, su posición geográfica, y el rango mareal, en el que se enmarcan los distintos sectores costeros, de esta forma describiremos las principales unidades geomorfológicas que se desarrollan en el litoral dentro de los siguientes dominios: Litoral Mediterráneo-Islands Baleares y Litoral Atlántico Peninsular e Islas Canarias.

La metodología utilizada en los diferentes dominios con el fin de conocer su evolución geomorfológica a lo largo del tiempo, se ha basado no solo en los métodos tradicionales que implican los estudios geomorfológicos, tales como cartografías, análisis sedimentológicos e interpretación de facies, paleosuelos, paleontológicos (polen y faunas), isotópicos, en particular los isótopos estables O y C; sino también aplicando métodos de datación cuyo uso ha dependido en gran medida de las características intrínsecas de los materiales y del lapso temporal de las secuencias sedimentarias aflorantes. Esto ha dado lugar a que la evolución geomorfológica a lo largo del tiempo, mejor contrastada y referenciada se localice en la Cuenca Mediterránea, zona de conexión Atlántico-Mediterráneo e Islas Canarias. En estos litorales la presencia de una fauna característica ("Fauna Senegalesa"), durante los Interglaciares más cálidos y desaparecida en todos ellos durante el presente Interglaciar (Holoceno), junto con las características neotectónicas, que en determinados sectores sometidos a la elevación, permiten observar secuencias muy completas, han hecho posible el uso de técnicas de datación muy diversas, entre las que destacaremos: C-14, Series del Urano, K/Ar, Luminiscencia, Racemización de Aminoácidos, Paleomagnetismo, etc. aplicadas según los casos a series cuaternarias y, o mio-pliocenas.

Dado que dentro de los diferentes dominios, las unidades geomorfológicas más fácilmente datables son las terrazas marinas e indirectamente los abanicos aluviales que en muchos casos están relacionados con aquellas, expondremos brevemente la metodología que se utiliza en el análisis de dichas unidades con el fin de que su reconocimiento y estudio no solo sirva para llevar a cabo reconstrucciones paleogeográficas de las líneas de costa, sino también para deducir tendencias y tasas (elevación/subsistencia) tectónicas de un litoral determinado a lo largo del tiempo. Asimismo estas unidades por su contenido faunístico, nos pueden ayudar junto con los datos polínicos a deducir condiciones paleoclimáticas que en gran medida han sido también responsables del modelado actual que observamos en la zona litoral.

En el caso de las terrazas marinas, su estudio se basa principalmente en el análisis geomorfológico de los registros dejados por las altas paradas del nivel del mar (*highstands*), que originan unidades morfo-sedimentarias constituidas generalmente por facies de playas progradantes, que se conservan bien en las zonas con tendencia a la elevación permitiendo un buen registro de dichas terrazas así como de los diferentes "*highstands*" (niveles marinos) que contenga cada una. Para su utilización, en aspectos de neotectónica, es indispensable el caracterizar en la terraza el máximo transgresivo, tanto en las formas erosivas (socave, pié de acantilado) como en las deposicionales (depósitos de foreshore-backshore, cordón litoral, bloques de pié de acantilado, etc.). Una vez esté localizado, se mide su altura con relación al mismo elemento erosivo o no, que se desarrolla en la playa actual. Dicha altura obtenida en un punto determinado de la costa, se compara con la altura de la misma terraza en otro punto del litoral (es indudable que una cartografía previa, debe ser realizada con el fin de seguir mejor en campo una misma unidad), las diferencias altimétricas nos indicarán la tendencia tectónica. Una vez realizado este estudio, del que ya se deduce una cronología relativa, el siguiente paso consiste en determinar la edad de la terraza, para ello se utilizarán distintos métodos de datación dentro de una misma unidad, en sectores donde las secuencias cronológicas relativas sean claras, y a ser posible utilizando cuando se trata de fauna, el mismo género teniendo en cuenta de que en el caso, menos probable, de encontrar corales, son estos los organismos que deben ser utilizados. En el caso de las series del Urano, que es el método más utilizado para datar depósitos de hasta 300 Ka (300.000 años), es conveniente que los depósitos estén muy cementados y que esta cementación se haya llevado a cabo lo más rápidamente posible, una vez que el depósito ha quedado emergido.

En la figura 1 (Zazo et al., 2003, en prensa) se dan las secuencias más completas de las terrazas marinas del litoral español, junto con las tasas de elevación/hundimiento para los últimos 135 Ka.

| | | MEDITERRANEO | | | | ATLANTICO | | |
|-------------------------------------|---|--|---|--|------------------------------------|--|---|--|
| OIS | Loma del Viento ^a (Almería) | Cope Basin ^b (Murcia) | El Molar-La Marina-El Pinet ^e (Alicante) | Islas Baleares C. Tiro Cala Blava | Golfo de Cádiz (Estrecho) | Islas Canarias Lanzarote Fuerteventura | Tenerife | |
| PLEISTOCENO | 5c/5a | (16) 3,5 Sb (15) 4,0 Sb | (10) 2,5 (9) 3 | ○ 1 | ○ 11 | | | |
| | 5e | (14) 5,5 Sb (13) 6,5 Sb 0,046mm/a (12) 8,0 Sb oolítico | [0,038mm/a] (10) 1Sb (9) 7 Sb oolítico | [0,025mm/a] { 4 Sb 5,5 Sb 4 Sb oolítico c ○ 1,5 "Senegalesa" ○ 3 Sb ○ 1 Sb c ○ 0,75 ○ 2,5 Sb [-0,007mm/a] ○ 1,5 Sb | [0,129mm/a] ④ 19,5 "Senegalesa" | (13) 1,5-2,5 Sb (12) 1 Sb (11) -0,5 Sb | (4) 0,75 Sb (3) 0,20 Sb | |
| | 7a | (11) 11,5 Sb (10) 12 (OIS 7c/7e) (9) 15 (8) 20 (7) 30 (6) 36 (5) 45 (4) 56 (3) 70 (2) 76 (1) 82-90 | (8) 5 (S.b.) (7) 16 (6) 20 (5) 24 (4) 35 B M (3) 45 (2) (52) (1) (62) | (7) 3 (4?) Sb Cc (3) 4 (2) 6,5 - OIS 9 - OIS 11 ○ 10 Sb 3 terrazas marinas entre ~100 y 16 m | ③ 40-42 ② 50-52 ① 58-60 | (10) 1 - ⑨ 8-10 - ⑧ 12-14 ⑦ 17-18 ⑥ 20-25 ⑤ 25-30 ④ 35-40 ③ 40-45 ② 53-55 ① 65-70 | (2) 4-7 (OIS 9) (1) 10-18 (OIS 11) S. | |
| | INFERIOR a MEDIO | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| Leyenda: | | 45: máxima altura en metros | b: sección de Renco excepto unidad 1 | f: <i>S. bubonius</i> en todas las terrazas | | | | |
| Sb: <i>Strombus bubonius</i> | | (52): altura (m) frente de terraza | c: depositada bajo oleaje de tormenta | B/M: Brunhes/Matuyama (~780ka) | | | | |
| Cc: <i>Cladocera caespitosa</i> | | S: <i>S. cf. coronatus</i> - <i>S.cf. bubonius</i> | e: datos OIS 7 y OIS 5 de El Pinet (cantera clásica) | [-0,007mm/a]: tasa elevación/subsistencia | | | | |
| "Senegalesa": fauna cálida sin S.b. | | a: oolítico en El Playazo | | OIS: Estadio isotópico | | | | |

Figura 1. Cuadro de correlación entre las secuencias de terrazas marinas cuaternarias más completas de la costa Atlántica y Mediterránea, con indicación de las tasas de elevación/subsistencia deducidas para los últimos 135 Ka (se asume un nivel del mar de +2 m. durante el OIS 5e, y una tendencia constante). Datos paleontológicos significativos ha sido incluidos (Zazo et al., 2003 en prensa)

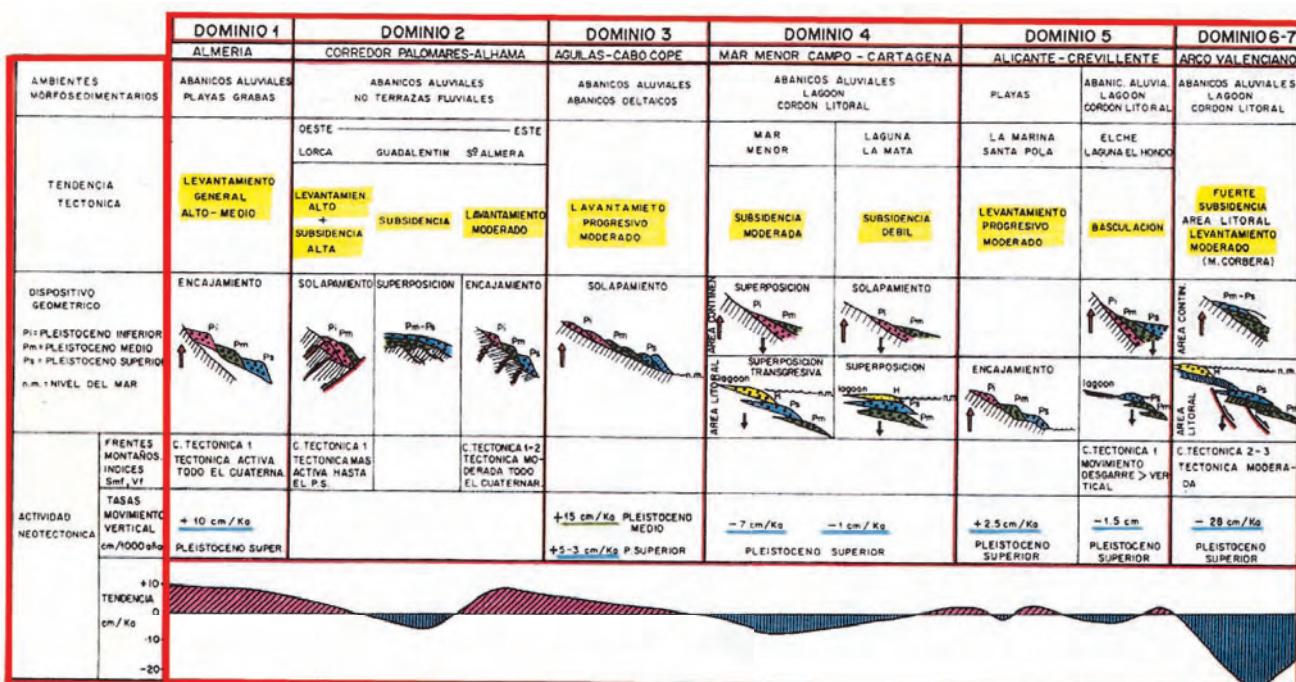


Figura 2. Relación geomorfológica entre abanicos aluviales costeros y terrazas marinas del área mediterránea, según el contexto geodinámico en el que se desarrollen. Las tasas de elevación/ subsistencia se han deducido a partir de los datos de las terrazas del Último Interglacial.

En el caso de los abanicos aluviales cuyo nivel de base estuvo conectado con el nivel del mar, sus depósitos se originan durante las altas paradas (*highstands*) mientras que su incisión se produce con el nivel del mar bajo (*lowstand*). Su relación en muchos casos con las terrazas marinas y su dispositivo geométrico (encajamiento, solape, o superposición) sirven también para determinar las tendencias tectónicas de un litoral determinado. En la figura 2 (Goy 1994) se representa de forma esquemática la relación entre las unidades geomorfológicas: terrazas marinas y abanicos aluviales, en función del contexto neotectónico en el que se desarrollen, sirviendo las primeras para cuantificar movimientos verticales de los últimos 128 Ka.

2.1. LITORAL MEDITERRÁNEO-ISLAS BALEARES

Los rasgos geomorfológicos más significativos de estas costas se deben fundamentalmente a dos factores comunes en todas ellas; por una parte, el rango mareal que las clasifica como costas micromareales con un rango que no supera los 50 cm; por otra, la intensa actividad neotectónica que desde el Mioceno superior controla la distribución del relieve en el litoral de cuya morfología actual, en último término, son responsables los cambios producidos en las direcciones de esfuerzos a los que se han visto sometidas estas áreas durante el Plioceno y Cuaternario. Esta actividad tectónica muy importante en este último período, es la responsable de las principales unidades geomorfológicas que hoy en día observamos en el litoral, tales como lagunas, albuferas, etc. creadas en áreas subsidentes, que alternan con sectores en los que afloran terrazas marinas y abanicos aluviales escalonados debido a su desarrollo sobre áreas con tendencia a la elevación (Goy y Zazo 1984, 1986a, 1989; Goy *et al.*, 1989, 1990; Somoza, 1993; Zazo *et al.*, 1998, 2003; Bardají *et al.*, 1999). En algunos casos esta actividad tectónica es tan importante incluso en tiempos recientes, que su efecto se sobreimpone a la dinámica litoral actual, dando origen a trazados en zig-zag de la costa (Figura 3) como es el caso del litoral de Almería (Goy y Zazo, 1986).

Teniendo en cuenta la lito-estructura, en general las costas acantiladas se desarrollan sobre materiales pre-cuaternarios, siendo los acantilados que se labran sobre depósitos cuaternarios cementados poco importantes en altura, que en general no es superior a los 20m .

Independientemente de los acantilados, cuyo morfología actual es el resultado de la transgresión holocena, describiremos con más detalle aquellas Unidades geomorfológicas que en definitiva conforman el litoral actual, y que por otra parte son factibles de destacar a nivel cartográfico. En general todas ellas, se desarrollan durante el Cuaternario.

2.1.1. Terrazas marinas

Son las unidades geomorfológicas más representativas de los litorales por su extensión y significado climático y eustático, dando lugar a plataformas de erosión o depósito escalonadas hacia la línea de costa actual. Esta morfología se origina durante el Plioceno superior (3.5-1.8 m.a) y el Cuaternario (1.8-actualidad) constituidas por depósitos generalmente groseros de playas de grava y/o arenas, como consecuencia de los fuertes relieves que bordean estos litorales en muchos de los casos. En el área Mediterránea, durante el Pleistoceno inferior, el número de terrazas marinas es escaso, generalmente tres, cada una de ellas constituidas por dos o más niveles (*highstands*) separados por depósitos continentales (abanicos aluviales, dunas y coluviones) o superficies erosivas. Las secuencias más completas se encuentran en los litorales de Almería, Campo de Dalías (Goy, Zazo, 1986a) costa de Murcia, Aguilas y Cope (Bardají *et al.*, 1999) y Alicante, La



Figura 3. Inflexiones bruscas en la línea de costa, originadas por el paso de las fallas de desgarre levogiradas, N20-30°E. Desembocadura Rambla Almoladeras, El Alquian-Almería.

Marina, (Goy y Zazo, 1988). Las alturas de los máximos transgresivos de la terraza más antigua en estos sectores se sitúa en Almería +150 m, probable Plioceno superior, al pie de la S^a Alhamilla, y a +90 m en el Ejido; a +75 m y +62 m en Murcia (Cuenca de Aguilas y Cuenca de Cope); en Alicante a +58-60 m en La Marina; y a +60 m en el borde Norte de la Bahía de Palma (Mallorca).

Estas diferencias de altura de las paleolíneas de costa más antiguas, referidas al nivel del mar actual, reflejan la existencia de movimientos verticales considerables en estos litorales (Zazo et al., 2003).

Durante el Pleistoceno medio, se registra un mayor número de terrazas (cuatro/cinco) representando cada una de ellas diferentes interglaciares o interestadios. Su edad (inicio) se establece en base a los datos paleomagnéticos realizados en los tres litorales señalados Almería, Murcia y Alicante. En general estas terrazas están separadas de la secuencia más antigua por fuertes escarpes o sistemas de abanicos aluviales bien desarrollados, indicando la existencia de un nivel del mar bajo de cierta duración. Las tres terrazas mejor desarrolladas y como consecuencia, conocidas de esta época se corresponden a los interglaciares más recientes OIS (*oxigen isotopic stage*) 11 (0,42-0,36 Ma), OIS 9 (0,34-0,27 Ma) y OIS 7 (0,24-0,19 Ma). La terraza correspondiente al estadio isotópico 11 es una de las mejor representadas morfológicamente, en cuanto a extensión y tamaño del escarpe que la separa de la terraza inmediatamente más joven.

Un dato importante desde el punto de vista paleoclimático y paleoceanográfico se refiere a la presencia de la "fauna cálida senegalesa", entre la cual destaca el *Strombus bubonius*, presente en el Mediterráneo durante el OIS 7 (Hillaire Marcel et al., 1986; Goy et al., 1986, 1993, Zazo et al., 1989). La edad de la terraza fue determinada en un principio, mediante dataciones Th/U aplicada a moluscos. Recientemente el hallazgo en la sección de la Marina (Alicante) del coral *Cladocora caespitosa* junto con *S. bubonius* (Zazo et al., 2003; Goy et al., 2003a) ha permitido utilizar el mismo método de datación sobre corales, el resultado ha sido la confirmación de la entrada de fauna cálida senegalesa en el Mediterráneo, como mínimo, hace ~200 Ka. Datos puntuales en el litoral de Mallorca, señalan la presencia del *S. bubonius* en el Mediterráneo durante el OIS 11 (Figura 1). Todo lo anteriormente expuesto contradice la idea, generalmente admitida, de la presencia de dicha fauna en los litorales mediterráneos, exclusivamente durante el OIS 5.

Las terrazas marinas del Pleistoceno superior, correspondientes al Último Interglacial (OIS5), son las que de forma más continua se observan en todos los litorales peninsulares, desde Málaga a Tarragona con excepción de la costa valenciana, donde su registro ha sido solo determinado por sondeos (Fumanal et al., 1993) dadas las características tectónicas de este litoral (Figura 2); y ampliamente desarrolladas en la costa balear de Mallorca.

El conjunto faunístico que acompaña a dichas terrazas, ha sido ampliamente estudiado (Montenat 1977; Porta y Martinell, 1981, Zazo et al. 1981; Cuerda 1989, 1995; Goy et al., 1989), y la característica más importante es la presencia masiva de fauna cálida entre la que se incluye junto con el *S. bubonius*, la denominada "fauna acompañante": *Brachidontes senegalensis*, *Hyotissa hyotis*, *Cantharus viverratus*, *Conus testudinarius*, *Cymatium dolarium*, etc. Otro rasgo fundamental que presentan las terrazas del Último Interglacial, es el desarrollo de facies oolíticas en algunos puntos de la costa (Almería y Alicante) durante el interestadio más antiguo del OIS 5, es decir durante el OIS 5e.

Las primeras dataciones de estas terrazas se llevaron a cabo utilizando el método Th/U (alpha) en los años sesenta (Stearns y Thurber, 1965, 1967). Posteriormente y de forma puntual se realizaron dataciones, utilizando en algunos casos más de un método (Hearty et al., 1986, 1987) en los litorales de Alicante-Almería y Mallorca, y en los sondeos del área Valenciana (Fumanal et al., 1993); en el litoral de Almería (Bernat et al., 1978; McLaren y Rowe, 1996) y en el de Alicante (Bernat et al., 1982). Las dataciones en secciones completas de varias secuencias marinas fueron llevadas a cabo por Hillaire-Marcel et al. (1986) en el litoral de Almería; Causse et al. (1993) en el litoral de Alicante-Murcia, en ambos casos utilizando Th/U (alpha), y en el litoral de Mallorca (Hillaire-Marcel et al. 1996) en este caso aplicando la técnica TIMS.

A partir de las dataciones; las edades de las terrazas marinas del Último Interglacial denominadas en muchos casos como "Tirrenienses", en el sentido de terrazas conteniendo *S. bubonius* serían las siguientes: OIS 5e (135-117 Ka) la edad de 128 Ka obtenida en principio se considera como una edad media obtenida cuando los métodos de datación estaban menos refinados. La edad de la terraza correspondiente al OIS 5c se establece ~100 Ka, mientras que la edad de la terraza más reciente correspondiendo al 5a sería de ~80-85 Ka.

Los análisis geomorfológicos y cartográficos, permiten en algunos casos diferenciar dentro del OIS 5e, al menos tres episodios diferentes (Zazo y Goy, 1989, Zazo et al., 1993), sugiriendo cambios del nivel del mar

dentro de un mismo subestadio, estos cambios como se ha comprobado posteriormente, se corresponden con variaciones climáticas bruscas detectadas en los sondeos de hielo y oceánicos del Atlántico Norte (Dansgaard *et al.*, 1993; Bond *et al.*, 1993). Las terrazas correspondientes al presente interglacial Holoceno, están muy poco desarrolladas, con alturas que no superan el metro y con edades de ~5.500 a.BP, ~3.500 a.BP y ~2.000 a.BP, localizadas fundamentalmente en los litorales de Alicante (Gozalvez, 1985) y Mallorca (Goy *et al.* 1997).

2.1.2. Flechas Litorales

Los sistemas de flechas más antiguos afloran en el litoral de Almería, cerrando el *lagoon* de Cabo de Gata y las marismas de Guardias Viejas; en la costa de Murcia el ejemplo característico lo constituye La Manga del Mar Menor, y en el litoral de Alicante los sistemas de cierre de las lagunas de Torrevieja y La Mata. Todos estos sistemas de flechas se formaron durante el Último Interglacial.

Aunque con menos desarrollo, pero conservando morfologías más claras, los sistemas holocenos, particularmente los del Holoceno superior, están presentes en casi todas las costas, excepto en las acantiladas.

Dentro de esos sistemas, el más completo es el de Roquetas (Almería), en el que se distinguen seis unidades de flecha (H), que se desarrollan entre los 7400 cal BP y la actualidad, con edades deducidas a partir de numerosos dataciones por C. 14 de: 7400-6000 cal BP para la H₁; 5400-4200 cal BP para la H₂; 4200-3000 cal BP para la H₃; 2700-1900 cal BP para la H₄; 1900-1100 cal BP para la H₅ y 500-presente cal BP para la H₆ (Goy *et al.* 2003b).

El significado del sistema de Flechas de Roquetas con relación a los cambios del nivel del mar y del clima, sugiere una periodicidad milenial en el desarrollo de cada unidad de flecha, que se separa de la siguiente mediante un surco o una superficie erosiva y cuya duración es de unos cientos de años, correspondiéndose, en general, con un aumento de la aridez en el Mediterráneo. Dicha aridez es contemporánea con los eventos fríos de Bond deducidos en el Atlántico Norte, sobre todo los que se producen a los 5,9 Ka, 4,3 Ka, 2,8 Ka y 1,4 Ka.

Una periodicidad decadal se observa en la formación de cada cresta de playa y su surco sucesivo; dicha periodicidad estaría relacionada con cambios en el índice de la NAO (Oscilación del Atlántico Norte) y con los ciclos de las manchas solares.

En general los períodos de mayor aridez se corresponde con bajadas relativas del nivel del mar del orden de 0,8 m en el caso más acusado (6000-5400 cal BP), vientos del O y SO menos intensos y menor entrada de agua Atlántica superficial en el Mediterráneo.

2.1.3. Albuferas y *lagoons*

Ocupan una considerable extensión todo a lo largo del litoral mediterráneo español, tanto en la Península como en las islas Baleares.

Estas morfologías son el resultado de la subida “global” glacio-eustática del nivel del mar posterior a los 18000 a.BP, desde los -100/-120 m (posición más baja) hasta una posición algo superior a la actual a los 6500 a.BP, máximo de la transgresión Flandriense. Esta subida no homogénea, sufre una deceleración ca. 10000 a.BP que se traduce en la génesis de niveles de turba y sedimentos lacustres fluviomarinos; a partir de este momento el nivel del mar continua subiendo rápidamente hasta el máximo de la transgresión, lo que da origen a la migración hacia tierra de los depósitos turbosos cubiertos de sedimentos de *lagoon-albufera*. Una vez alcanzado el máximo transgresivo se desarrollan los sistemas de flechas litorales favorecidos por el ligero descenso del nivel del mar. En la actualidad los *lagoons* más características de las costas analizadas son los de: Santa Pola, La Mata, Torrevieja y Mar Menor en el SE (Alicante y Murcia) y en el área Punta Entinas-Roquetas de Mar y en la Bahía de Guardias Viejas (Almería).

La mayor parte de estos *lagoons* son de origen tectónico ya que la presencia de fallas normales o en dirección con componente normal, favorecen la formación de estas morfologías, en el bloque hundido y la consiguiente elaboración de flechas litorales a favor de la deriva y con arranque en el bloque levantado.

Las principales albuferas se presentan en el litoral valenciano desde el norte de Castellón hasta el sur de Valencia (Torreblanca, Almenara, Valencia, Sueca-Alcira, Xeracó-Xeresa, Pego y Javea). Ocupan las áreas más

deprimidas de estas llanuras y litorales razón por la cual actualmente están colmatadas de sedimentos a excepción de la Albufera de Valencia. Están constituidas externamente por orlas de limos pardos, otros grises y depósitos turbosos, de forma pseudoconcentrica, indicando los primeros la máxima extensión de la laguna. Esta secuencia simple en la horizontal varía notablemente en la vertical debido a cambios laterales de facies a causa de los sucesivos cambios paleogeográficos. Los sondeos realizados en este sector valenciano (Sueca-Alcira, Pego y Javea) señalan la existencia de numerosos cambios de ambientes, con presencia de tres niveles de turba intercalados con depósitos marinos y continentales (-20, -12 y -2 m en el sondeo de Pego, con una edad de 7790 ± 110 a.BP (sin corregir) para el nivel de -12 m) lo que nos sitúa estos sistemas de albuferas anteriores al Holoceno (como mínimo en el Último interglaciar) (Viñal et al., 1989, Viñal y Fumral, 1995). El cierre de estas lagunas se realiza mediante flechas litorales recubiertas por sistemas dunares con canales de interconexión con el mar como es el caso de la Albufera de Valencia (golas del Perellonet y Perelló), alcanzando una extensión aproximada de 28 Km de largo por algo mas de 1 Km de ancho (Goy 1984, Goy et al., 1987). Las tasas de sedimentación son bastante elevadas dada la rápida colmatación que está sufriendo esta albufera. Los valores para la época entre los 840 AD y la actualidad alcanzan los 0,57 mm/a, y para los últimos 35 años el valor oscila entre 3.2 y 3.6 mm/a (Sanjaume y Pardo 2000).

En Mallorca se tienen como áreas margino-litorales importantes las del Prats (Bahía de Palma) y La Albufera (Bahía de Alcudia) que reflejan zonas subsidentes en este litoral. La alta tasa de sedimentación da lugar a una reducción de su extensión desde el último interglaciar a la actualidad (Goy et al., 1997).

2.1.4. Deltas y estuarios

Alrededor de los 7000 a.BP, el trazado de la costa se situaba más al interior y la desembocadura de los ríos eran estuarios la mayoría naveables como los Ríos Adra, Andarax, Segura, Júcar, Ebro, Llobregat, etc. Estos estuarios a partir de esta época se empiezan a colmar debido a la agradiación costera, hasta los 2700 a.BP aunque en esta época aun siguen siendo parcialmente naveables, como lo demuestra el puerto fenicio de Adra (Almería) que en la actualidad está a más de 1 Km tierra adentro (Goy y Zazo, 1986). El mayor avance de las costas (progradación) se produce entre los 2000 a.BP y la actualidad, es decir durante la época romana, medieval y moderna, sobre todo a partir de los 500 a.BP (1500 AD), dando lugar a la formación de morfologías deltaicas con una tasa aproximada de avance 2,8 m/a como término medio (Lario et al., 1995).

Actualmente los deltas más importantes a nivel morfológico son los del Río Ebro (Tarragona) y el Río Adra (Almería) dada la extensión superficial que ocupan. El primero, desarrolla la llanura deltaica sobre todo mediante dos impulsos relacionados con cambios relativos del nivel del mar en el último milenio (Somoza et al., 1998), mientras que el del río Adra la protuberancia deltaica se produce a finales del siglo XVIII (Goy y Zazo, 1986b). Generalizando se puede decir que la progradación más importante se produce a partir del siglo XVI, relacionada con la actividad antrópica (Lario et al., 1995).

2.1.5. Dunas litorales

En relación con los cambios del nivel del mar se ha asumido que las dunas se forman durante las fases regresivas, sin embargo estas morfologías costeras se pueden producir tanto en momentos regresivos como transgresivos, en muchos casos se presentan asociados a flechas litorales holocénas, como en la albufera de Valencia (dunas del Saler), desembocadura del R. Segura (dunas de Guardamar) o en la Bahía de Palma, Alcudia y Campos en Mallorca).



Figura 4. Secuencias de dunas cementadas y paleosuelos del Pleistoceno inferior-medio en los acantilados de la Isla del toro (Mallorca).

Desde el punto de vista estratigráfico las secuencias más completas de sistemas dunares del Pleistoceno inferior y medio las tenemos en Santa Pola y los Arenales del Sol en Alicante y en las secciones de Bahía Azul y Banc d'Eivissa en el Sur de Mallorca. En el primero de estos lugares los depósitos del Plioceno superior (facies de *lagoon*) pasan hacia techo a una secuencia de cuatro generaciones de dunas consolidadas separados por suelos rojos. En el caso de Mallorca, en Bahía Azul (Figura 4) sobre una terraza marina de +70 m se presentan nueve sistemas dunares separados por discontinuidades y paleosuelos con una edad Pleistoceno inferior-medio, mientras que en la otra sección, Banc d'Eivissa la secuencia comenzaría en el Plioceno superior continuándose, tal como indican los datos paleomagnéticos, hasta el Pleistoceno medio. (González Hernández *et al.*, 2000).

Aunque no muy importantes en cuanto a extensión si lo son en cuanto a su estratigrafía y paleoambiente, las "dunas oolíticas" asociadas a las playas del Último Interglaciar (OIS 5e) que aparecen de forma más o menos continua desde Javea (Alicante) hasta San José (Almería) así como en Ibiza y Formentera. En algunas casos en estas acumulaciones eólicas se aprecia que su correspondencia con períodos regresivos, observándose como los depósitos de playas (también oolíticas) pasan hacia techo sin discontinuidad aparente a dunas este es el caso de El Playazo (Almería).

Secuencias dunares del Pleistoceno medio, superior y Holoceno, han sido datados en el NE de Mallorca por OSL y Racemización de aminoácidos (Rose *et al.*, 1999), los datos señalan una mayor actividad eólica durante los períodos regresivos (OIS 6 y 2).

Los sistemas dunares holocenos se sobreimponen, como ya se ha dicho a la mayor parte de los sistemas de flechas litorales y esta relación permite deducir que la mayor parte de la acumulación eólica (tres sistemas dunares) se desarrollan a partir de los 2500 a.BP; un ejemplo significativo lo tenemos en Almería, asociados a la flecha litoral del *lagoon* del Cabo de Gata (Goy *et al.*, 1998).

2.1.6. Abanicos Aluviales

Los ejemplos más significativos y de mayor extensión, relacionados con el litoral, se observan en el Campo de Dalias (Almería), al pie de la Sierra de Gador, con siete generaciones de abanicos relacionadas cuatro de ellas con las terrazas marinas antiguas, quedando las más recientes desconectadas del mar como consecuencia de una flexura E-O que hace bascular el litoral hacia norte e impide que la red de drenaje llegue directamente al mar. En segundo término hay que destacar las secuencias desarrolladas al pie de las Sierras de Colmenar-Crevillente (diez generaciones) en la depresión de Elche (Alicante) los más antiguos (Pleistoceno inferior) presentan un dispositivo de encajamiento y dan lugar en sus zonas distales a limos rojos que pasan por cambio lateral de facies a sedimentos marinos (Sierra de Santa Pola y Los Arenales del Sol), estos abanicos y los del Pleistoceno medio antiguo dan lugar a costras calcáreas detriticas, a techo de los limos rojos, que se han denominado "Formación Sucina" que constituye una unidad geomorfológica muy característica de estas áreas del litoral Mediterráneo. Por último el Sistema de Campoamor (Alicante) con seis generaciones de abanicos del Pleistoceno medio separadas por paleosuelos rojos bien desarrollados, su edad se establece en base a las dataciones paleomagnéticas realizadas (Somoza *et al.*, 1989) y su relación con las terrazas marinas del Último Interglacial.

2.2. LITORAL ATLÁNTICO PENINSULAR E ISLAS CANARIAS

2.2.1. Golfo de Cádiz

Constituye una gran unidad morfoestructural, con relieves contrastados, al existir tres grandes dominios litoestruturales: la Depresión Neógena del Guadalquivir (Huelva-Sevilla) (litorales bajos, constituidos por marismas, flechas litorales y sistemas dunares), cuyo límite es Sanlúcar de Barrameda (Cádiz); el Dominio Subbético constituido fundamentalmente por relieves medios (con depósitos neógenos y cuaternarios, sedimentos marinos del Plioceno superior y Pleistoceno inferior y otros fluviales procedentes de un antiguo brazo del río Guadalquivir, y flechas litorales que se desarrollan en la Bahía de Cádiz) el límite de este dominio estaría al Sur de Chiclana de la Frontera; por último el que se sitúa sobre los Mantos alóctonos del Campo de Gibraltar constituidos, por fuertes relieves de arenisca y arcilla fundamentalmente que se

presentan dando lugar a costas acantiladas con ensenadas estrechas y terrazas marinas levantadas; su extensión iría desde la unidad anterior al Estrecho de Gibraltar.

El modelado costero actual está condicionado por una serie de accidentes que han funcionado a lo largo del Cuaternario; entre estos hay que destacar: en el Norte de este sector las fallas del Tinto y el Odiel que controlan las direcciones y tamaño de los estuarios de estos ríos y los accidentes E-O que condicionan el trazado de la costa rectilínea desde Ayamonte a Huelva. La estructura del Bajo Guadalquivir (antigua "Falla del Bajo Guadalquivir"), que delimita la marisma por el sur favoreciendo su formación, los acantilados de Matalascañas, por el norte, favoreciendo su perduración, en la zona deprimida, y el arranque de las flechas litorales de Doñana y de la Algaides a partir de los relieves limitados por el norte y sur. En el sector central, se presenta una costa baja con pequeñas acantilados entre los que se desarrollan los accidentes que dan lugar a la Bahía de Cádiz controlada por estructuras tectónicas que también son las responsables de la inflexión de la costa que se observa al sur de Cabo Roche donde los acantilados adquieren un mayor tamaño. Gran importancia tiene el sistema de fallas de desgarre del Estrecho, NE-SW (sinistrales) y NW-SE (dextrales), al compartmentar en bloques este sector sur produciendo el levantamiento de la zona central y como consecuencia los mayores acantilados marinas del área estudiada; por último, la falla N-S que controla el valle del Río Guadarranque y la morfología de la Bahía de Algeciras por su lado occidental, mientras que su borde oriental está constituido por el tómbolo que une el Peñón del Gibraltar con la península, generado durante el Holoceno.

2.2.1.1. Terrazas marinas

En la costa atlántica peninsular la secuencia más completa se desarrolla en el litoral de Cádiz, existiendo varias terrazas marinas correspondientes al Pleistoceno inferior y medio que no presentan macrofauna característica que permita diferenciarlas de los depósitos del Plioceno Superior.

Los depósitos marinos más antiguos, con morfología de terrazas, corresponden a las facies denominadas "Piedra ostionera" que se sitúan bordeando la Bahía de Cádiz. Son depósitos marinos sublitorales (*shoreface*) constituidos por conglomerados lumaquelicos (ostreas y pectínidos) de escasa potencia. Se sitúan entre la cota cero hasta 35 m al pie de la Sierra de San Cristóbal (Puerto de Sta. María). No obstante hay que señalar que algunas terrazas del Pleistoceno medio y superior también presentan este tipo de facies.

Se reconocen al menos cuatro terrazas marinas de edad pleistocena de escaso desarrollo, una claramente del Pleistoceno inferior, la siguiente separada por un fuerte escarpe, del Pleistoceno medio basal y otras dos del Pleistoceno medio, cuyos máximos transgresivos varían según el sector estudiado Zazo *et al.*, 1999a; Zazo *et al.*, en prensa.

Durante el Último Interglacial (Figura 1) se registran dos terrazas marinas, con un solo *highstand*, correspondientes a las OIS 5e (128 Ka) y 5c (~95 Ka), a esta terraza más reciente que le ha denominado en muchos casos Ouljiense (del término marroquí). En ambos se registra la presencia de fauna "cálida senegalesa", con ejemplares pertenecientes a *Hyotissa hyotis* y *Cymathium dolarium*.

En la costa de Huelva el único episodio emergido atribuido al pleistoceno, lo constituye un depósito de playa en el labio levantado de una falla (Falla de Torre del Loro) entre Mazagón y Matalascañas, cuya altura máxima se sitúa entre los 10 m y 14 m, datada por OSL como del OIS 5. Esta terraza es anómala en cuanto a su morfología ya que no se refleja en el relieve, al estar recubierta por sistemas dunares.

El análisis (distribución espacial y altitudinal) de las terrazas el Último interglaciar en el área del Estrecho de Gibraltar revelan un levantamiento de este sector del orden de 0,15 mm/a para los últimos ~130.000 a.BP.

Durante el holoceno apenas existen terrazas marinas, los depósitos suelen ser de tipo fluvio-lacustre, y su altura con relación a la marea alta no supera el metro (sur de Conil, Barbate-Zahara, Ensenada de Bolonia).

2.2.1.2. Flechas litorales

En la Depresión del Guadalquivir y la Bahía de Cádiz las unidades geomorfológicas más características son los sistemas de flechas que cierran los estuarios de los grandes ríos (Guadiana, Piedras, Tinto-Odiel, Guadalquivir y Guadalete), los marismas y/o *lagoons* y los cordones dunares. Dan lugar a una morfología

de "costa baja" en donde el elemento geomorfológico más característico son las "playas de arena" y en donde apenas existen acantilados, tan solo entre Matalascañas y Mazagón en Huelva, se presenta un acantilado sobre arenas dunares actualmente en retroceso.

En general todas estas flechas se forman a partir de vientos dominantes del SO que dan lugar a una deriva de poniente (O y NO) aguas arriba de la desembocadura de los principales cursos fluviales que, en algunos casos, separan contraflechas de menor desarrollo originadas por vientos con distinta orientación, tal es el caso de la contraflecha Arenillas que junto con la flecha de Punta Umbría aíslan del mar las marismas del Odiel-Tinto, y la de La Algaída que con la flecha de Doñana semiencierran las marismas del Guadalquivir.

Las flechas más significativas cuya cronología se conoce gracias a dataciones isotópicas (C.14) y/o datos arqueológicos e históricos (Zazo et al., 1994, Rodríguez Ramírez et al., 1996, Borja et al., 1999), son:

La flecha de Punta d'Areia (en la desembocadura del Guadiana), con la isla barrera de Isla Canela y la contraflecha de Punta del Caiman que cierran las marismas de este estuario. La contraflecha de Punta del Caiman proviene en su mayor parte de la antigua isla-barrera de Isla Cristina que funcionó como tal hasta mediados del Siglo XIX (Morales, 1997). La evolución de este sistema de isla barrera lagoon es relativamente reciente, si se parte de los datos históricos, Avieno en el Siglo IV cita varias islas arenosas en la desembocadura del Guadiana, y las pocas dataciones que existen, como la de El Pinillo llevada a cabo sobre el sistema más próximo al continente y por lo tanto de los más antiguos ha dado una edad de 2740 ± 130 a.BP (Rodríguez et al., 2000).

La Flecha del Rompido (Río Piedras) (*Figura 5*), presenta una progradación muy rápida hacia el Este sobre todo en épocas muy recientes; morfológicamente representa una barrera arenosa paralela a la línea de costa, actualmente unida al continente. Su evolución, como en el caso anterior es bastante reciente, con edades que se distribuyen entre los ca 3000 a.BP a la actualidad.



Figura 5. Vista aérea de la flecha olocena del Río Piedras (Huelva), se observa la alternancia de crestas y surcos que, morfológicamente representan distintas posiciones de la línea de costa dentro de una tendencia progradante.

La contraflecha de la Algaída (8 Km), con crecimiento hacia el NE se origina por influencia del oleaje de poniente, cuando aun no había alcanzado su actual desarrollo la flecha de Doñana, esta última con una edad en su parte más antigua aflorante de c.a. 3500 a.BP.

El Sistema de Flecha de Valdelagrana en la Bahía de Cádiz cierra el estuario del Río Guadalete, constituida por la deriva hacia el SE. Su edad de inicio se establece ca. 3000 a.BP.

La Flecha de Punta Umbría (Ríos Tinto y Odiel), y la contraflecha de Arenillas que cierran la marisma del Odiel; esta última generada a causa del oleaje de Levante y las corrientes de reflujo. La progradación de estos sistemas de Punta Umbría de dirección O-E ha comenzado a formarse ca. 3000 a.BP, según diversas dataciones (3220 ± 95 a.BP la mas antigua) continuando hasta la actualidad. La edad de la contraflecha se establece ca. 4000 BP.

El Sistema de Flecha de Doñana (flechas y contraflechas) es el más importante del litoral Sur por su extensión (30 km) y tamaño (4 km);

A nivel evolutivo la formación y desarrollo de estos sistemas de flechas y contraflechas comienzan a formarse a partir del máximo transgresivo flandriense ca 6.500 a.BP cuando la influencia marina en el estuario se ve supeditada a la influencia fluvial y cuando la subida rápida del nivel del mar se decelera, dando origen a oscilaciones pequeñas con el mar en ligero descenso lo que favorece la progradación de la costa, que sin embargo se interrumpe en algunos períodos (ca. 4000 a.BP, ca. 2700 a.BP y ca. 900-800 a.BP).

Hay que señalar que a partir de los 500 a.BP la progradación con ayuda de la actividad antrópica se ha visto acelerada, siendo especialmente importante durante los siglos XVI, XVII y XVIII (Zazo *et al.*, 1996; Rodríguez *et al.*, 2000).

2.2.1.3. Marismas

Se denominan así a las llanuras mareas de los estuarios de los diferentes ríos de estas costas bajas. Las características fundamentales son la presencia de canales de mareas (caños y esteros), la poca profundidad de las aguas, el grado de salinidad muy alto y el tipo de sedimentación.

A nivel morfológico se pueden diferenciar dos partes dentro de una marisma, la alta marisma (*schorre*) corresponde a la zona supramareal por lo que solo se inunda en mareas vivas y la baja marisma (*slikke*) que corresponde a la llanura intermareal que se inunda diariamente con las mareas (*pleamar*). Las principales áreas de marismas son las que corresponden a los estuarios del Guadiana, Tinto-Odiel, Guadalquivir, Guadalete, Barbate y el Río Palmones en la Bahía de Algeciras.

2.2.1.4. Estuarios

Constituidos por la acción de estos grandes ríos sobre los terrenos cuaternarios y precuaternarios se caracterizan por una fase de excavación que tiene lugar durante los momentos regresivos del nivel del mar, fundamentalmente el último período glacial, debido a un descenso del nivel de base general del océano del orden de 120 m y un relleno que se produce básicamente durante la transgresión holocena. A partir del máximo transgresivo y del inicio de la formación de las flechas de cierre, el estuario se colma fundamentalmente con depósitos apartados por el río.

2.2.1.5. Dunas Litorales

Los sistemas eólicos de este litoral se extienden ampliamente a lo largo de la costa, asociados en muchos casos a los sistemas de flechas litorales, teniendo especial relevancia los correspondientes a la Flecha de Doñana.

Dentro de estas secuencias eólicas podemos diferenciar "dunas fósiles" y "dunas recientes" móviles y semimóviles. Las primeras están relacionadas con las terrazas marinas del Último Interglaciado, con facies biocalcareíticas muy cementadas (El Puerto de Santa María, Tarifa, Barbate y Tarifa) o con facies detríticas, ricas en cuarzo y poco cementadas, desarrolladas fundamentalmente durante el Último Período Glaciado (Asperillo-Huelva; Barbate y Meca-Cádiz).

Con relación a las dunas recientes, móviles y semimóviles, los datos isotópicos arqueológicos e históricos, señalan su inicio ~4000 a.BP estando en muchos casos asociados con artefactos del final del Neolítico-inicio Calcolítico. El mayor desarrollo de estos sistemas eólicos se da entre Mazagón y Matalascañas, donde las dunas llegan a presentar una potencia de ~80 m, siendo las más importantes de Europa por su inmenso desarrollo en un lapso temporal tan corto (Zazo *et al.*, 1999b).

Al noroeste del Puerto de Santa María, los sistemas eólicos están representados por un "manto eólico" constituido por una capa arenosa que ha perdido su morfología dunar, ocupa una franja de varios kilómetros de ancho por unos diez de largo. En este sector de la Bahía de Cádiz los datos arqueológicos señalan la fecha de inicio hacia los 3000 a.BP (Borja *et al.* 1999).

Acumulaciones móviles importantes, en muchos casos del tipo "rampante" se observan en Meca, Punta Camarinal y Punta Paloma (Cádiz).

2.2.1.6. Abanicos, Terrazas y Glacis

Al inicio del Cuaternario los grandes ríos que drenan hacia el Atlántico se orientaban a favor de las

grandes unidades geológicas; el Tinto-Odiel siguiendo contacto entre el macizo Ibérico y la Depresión del Guadalquivir y el Guadalquivir entre esta depresión y las sierras Subbéticas, llevando una dirección NE-SW. En un primer momento estos grandes ríos desembocaban en antiguos estuarios, dando lugar a depósitos arenosos que configuran el litoral de Huelva y, parte del de Cádiz. Estos depósitos estuarinos muy arenosos (formación arenas de Bonares) presentan tonos rojos y acumulaciones de Fe, debido a procesos edáficos e influencias del nivel freático, en general se corresponden con depósitos mixtos marino-continentales, observándose áreas de influencia marina, fluvial y eólica.

El paleo-Tinto desembocaría por el Algarve (Portugal) llegando a la altura de Faro, desplazándose hacia el SE hasta la posición actual con un cambio en el tramo final de NE-SW a N-S, en época reciente. El estudio y cartografía de las terrazas fluviales de este sistema antiguo ha permitido reconstruir la paleogeografía del antiguo valle de este río y evaluar su desplazamiento. (Rodríguez Vidal *et al.*, 1991).

El segundo de estos ríos, el Guadalquivir, en un principio desembocaba en un estuario similar al anterior, mediante dos brazos uno entre Mazagón y Doñana y otro por Trebujena-Jerez para verter sus aguas en el estuario actual del Guadalete que en aquellos momentos era un afluente del Guadalquivir (Zazo *et al.*, 1985). Por causas tectónicas este último brazo fue abandonado ocupando posteriormente el río Guadalete la parte más próxima a la costa del paleovalle del Guadalquivir cuyos depósitos de edad Plio-Pleistoceno con características deltaicas se observan al pie de la Sierra de San Cristóbal (Puerto de Santa María). La morfología de este antiguo brazo del Guadalquivir se observa en las proximidades de Jerez, en la zona conocida como "Llanos de Caulina" esta depresión se continua aguas arriba hasta el área de Trebujena. Por causas tectónicas controladas fundamentalmente por un basculamiento generalizado hacia el Sur, el brazo más septentrional del Guadalquivir se fue desplazando desde Mazagón hasta llegar a su posición actual próximo a Sanlúcar de Barrameda.

Otros depósitos representativos del litoral son los glaciares de cobertura que cubren, en la bahía de Cádiz y en el Cabo de Trafalgar, los depósitos marinos del Plioceno inferior y del Plio-pleistoceno. Estos depósitos tienen varias épocas de formación y suelen presentar industria lítica (Pebble culture), a la que se ha atribuido una cierta antigüedad (Pleistoceno inferior y/o medio).

2.2.2. Costa Cantábrica y Galicia

Las diferentes unidades geomorfológicas que caracterizan este sector costero están fundamentalmente controlados por la litoestructura. Las "rasas" y las "rías" son las principales unidades morfoestructurales que jalona el litoral; en general la mayoría de las rasas son contemporáneas a la formación de las fosas tectónicas costeras reactivadas durante el Mioceno, dando lugar a gradieros hacia el mar caracterizados por superficies planas cuya edad se sitúa entre el Mioceno e inicio del Cuaternario. La génesis de estas unidades es problemática habiéndoseles atribuido un origen variado: continental, marino y mixto (Mary, 1985), dado que estos depósitos son azoicos. Se han dado tres niveles entre San Vicente de la Barquera (Santander) y Foz (Lugo) que se distribuyen entre los 260 y 100 metros, a la más antigua se le ha atribuido una edad Miocena y origen marino, a la siguiente, Pliocena y de origen continental y a la más reciente Pliocuaternaria (Figura 6), de origen mixto debido a un arrasamiento continental y posterior retoque marino en las zonas más próximas a la línea de costa. Esta última es la plataforma más continua aunque se presenta desnivelada por fallas, reactivadas durante el Cuaternario, y con un basculamiento general hacia el oeste que hace que las cotas se sitúen a 40 m (2 Km de ancho), en Ribadeo (Lugo) y a 20 m en Burela (Lugo), donde su anchura es de 500 m (Vergnolle, 1990).

Por otra parte Pagés (2000) en Galicia señala tres grandes grupos de superficies con varias plataformas escalonadas; las más antiguas se desarrollan a cotas superiores a los 400 m (superficie fundamental) forma los interfluvios de las rías, las siguientes (plataformas periféricas) con cotas entre 400 y 200 m de posible edad Miocena; y por último las plataformas inferiores, entre 180 y 0 m, asociadas a la red fluvial y originadas por los cambios climáticos y del nivel del mar (eustáticos) durante el Plioceno y Cuaternario.

La otra unidad morfostructural significativa en esta costa son las "rías" que en el litoral Cantábrico (Asturias, Cantabria y País Vasco) se corresponden con estuarios. En general actualmente están colmatados con sedimentos del Pleistoceno superior y Holoceno.

Las "rías" en sentido estricto, son las localizadas en la costa gallega, presentan bordes acantilados, sobre roca dura, aguas profundas (dominio marino) en la zona externa y asociados a un cauce fluvial en la zona interna (dominio fluvial), atribuyéndoles en su formación un origen tectónico (actividad terciaria y epirogénesis), eustático (efecto de las variaciones del nivel del mar) y climático (procesos de alteración).

Pagés, 2000 considera las "rías" como valles fluviales, con episodios de ocupación marina cuaternaria, formados a lo largo del Terciario como consecuencia de descensos sucesivos del nivel de base provocados por el levantamiento del zócalo y oscilaciones glacioeustáticas.

En cuanto a otros aspectos geomorfológicos relevantes hay que señalar los acantilados marinos con numerosas ensenadas de vertientes pronunciadas afectadas fundamentalmente por los efectos climáticos sobre los materiales geológicos y por las variaciones del nivel del mar que se reflejan en el desarrollo de pequeños replanos fundamentalmente erosivos, encajados en la "Rasa". Generalmente discontinuos, estas *terrazas (erosivas) marinas* se presentan a lo largo de esta costa; como ejemplo hay que señalar que en la costa gallega se han diferenciado niveles a: 60 m (rasa), 42-49 m, 33-36 m, 23-24 m, 5-6 m, 2-2,5 m y 1,5 m, en el litoral asturiano a: 70-80 m, 50-60 m, 30-35 m, 15-20 m, 5-6 m, 2-2,5 m y 1,5 m, por último en la costa de Cantabria dichos niveles se sitúan a: 60-70 m, 40-50 m, 35-40 m, 15-18 m, 5-6 m y 2-3 m (datos de varios autores en: Zazo, Goy, 1994).

Las terrazas marinas más continuas en este litoral corresponden a las del Último Interglaciado con cotas que oscilan entre 0 y +2,5 m (Alonso y Pagés, 2000; Martínez-Graña et al., 2000).

El relleno de los estuarios, en el Cantábrico, durante la transgresión holocena, comienza a los ca 8500 a.BP, una segunda secuencia sedimentaria se desarrolla a partir de los ca. 3000 a.BP, cuando el nivel del mar alcanza la cota actual en dicho área, con facies que se van haciendo más someras hacia techo (Cearreta y Murray, 2000).

Secuencias correspondientes al Último Glacial (Würm) y el Holoceno, consisten en general en depósitos de solifluxión, coluviones y dunas, entre los que se intercalan niveles orgánicos, correspondientes a paleosuelos (Alonso y Pagés, 2000).

2.2.3. Islas Canarias

El modelado de estas islas se debe especialmente a su litología, tipo y frecuencia de las erupciones volcánicas, y a la composición de sus materiales, además de la acción del clima a lo largo del tiempo, especialmente desde el Mioceno hasta la actualidad. Existen otros factores como la orientación, topografía, etc. que influyen también aunque en menor cuantía.

A nivel general, la morfología del litoral, está caracterizada en primer lugar, por los acantilados costeros, muy abundantes y de gran altura (centenas de metros), así es el caso del acantilado de los Gigantes



Figura 6. Vista de la Rasa Pliocuaternaria en el Playa de Bayas (Concejo de Castrillón, Asturias). Observese otros niveles de terrazas marinas erosivas más recientes encajadas en la Rasa.

en Teno (Tenerife), Risco de Famara (Lanzarote), el litoral NO de Gran Canaria, la mayor parte de Hierro y La Gomera y la vertiente occidental de Jandía (Lanzarote) entre otras (Martínez de Pisón y Quirantes, 1994).

Las unidades geomorfológicas que vamos a destacar en estos litorales son las terrazas marinas y los sistemas eólicos.

2.2.3.1. Terrazas marinas

Aunque de escasa extensión tienen, como hemos dicho, gran significado geomorfológico ya que nos van a dar información sobre los cambios eustáticos, neotectónicos y climáticos que han afectado en estos litorales.

Las secuencias más completas de niveles marinos se ha establecido en las islas orientales (Lanzarote y Fuerteventura), a partir de cartografías de detalle y la utilización de diversos tipos de dataciones. Esta secuencia comprende trece terrazas marinas entre los +70 y -0,5 m en Lanzarote (Figura 7), y una secuencia similar en Fuerteventura (12 niveles entre 61 y 0,5 m), todas estas terrazas presentan fauna cálida con *Strombus* excepto en las que se desarrollan durante el presente interglaciar. La fauna "senegalesa" sólo se registra durante el OIS 5, particularmente en el OIS 5e, en el que además se observan de forma general la presencia de dos *highstands* que se traducen a nivel geomorfológico en el desarrollo de una única terraza en la que alternan depósitos marinos y continentales.

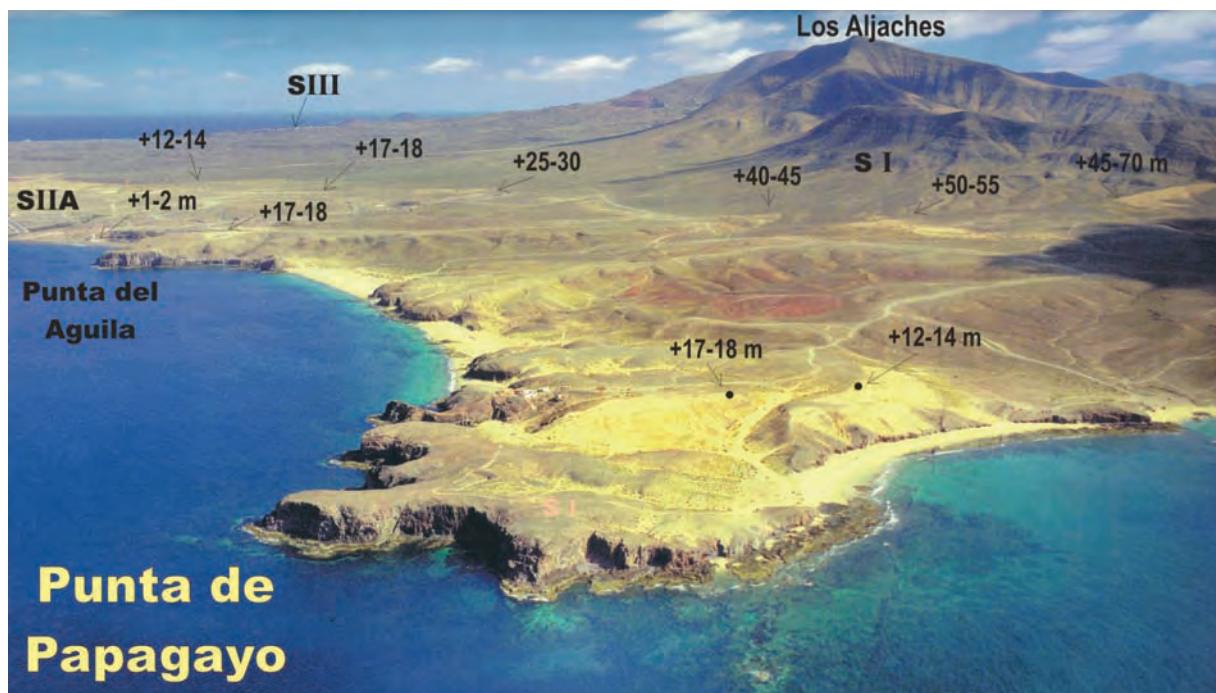


Figura 7. Acantilados labrados sobre las rocas volcánicas miocenas. Edificio de Los Ajaches. Los replanos se corresponden con terrazas marinas de escasa potencia que se desarrollan en la Punta del Papagayo (Lanzarote).

A partir de los análisis de las terrazas marinas se deducen las tasas de elevación/hundimiento de estas islas, siendo del orden de 1,7 cm/Ka para el último millón de años (elevación); se observa un cambio en esta tendencia tectónica hacia una ligera subsidencia a partir de los 130.000 a.BP del orden de 0,7 cm/Ka (Zazo et al., 2002), tal como se deduce de las terrazas marinas del Último Interglacial.

Durante el Holoceno se forman numerosos *beach-rock*, así como terrazas y cordones litorales. El máximo transgresivo se registra ca. 6000 a.BP, detectándose oscilaciones positivas del nivel del mar relacionadas con la intensificaciónn de los alisios asociadas con aumento de los temporales entre los 4500-3-500 a.BP y 3200-3000 a.BP.

2.2.3.2. Dunas litorales

Son muy numerosos los sistemas dunares de las Islas Canarias, siendo los de las islas más orientales Lanzarote y Fuerteventura los que presentaron mayor desarrollo debido a su posición más cercana a la costa africana.

En las dos islas tenemos dunas fósiles asociadas a las diferentes terrazas marinas citadas anteriormente, las secuencias más completas de estos sistemas antiguos se encuentran en el sur de Lanzarote (Punta del Papagayo) y en la Península de Jandía (Casas de Jorós) en Fuerteventura; siendo esta última sección la más completa en relación con las dunas del Pleistoceno inferior. Pocas son las dunas atribuidas al Pleistoceno medio, debido a que no están relacionados directamente con los niveles marinos; no obstante en el itsmo de Jandía (Fuerteventura) en la cara de Barlovento, sobre un nivel marino atribuido al Mio-Plioceno (en base a la edad de sustrato volcánico, Mangas, 1992) se desarrolla una secuencia dunar con más de 100 m de potencia, en las que se intercalan paleosuelos y en los que también se observan superficies de erosión. Las secuencias basales están cementadas, y parte de ellas podrían haberse desarrollado durante el Pleistoceno medio. Cubriendo dichas dunas se desarrolla la secuencia sin cementar que ha sido datada del Pleistoceno superior (Meco, 1993) constituida por tres unidades de duna (gris, ocre y amarilla) que se encuentran coronadas por un paleosuelo en el que son abundantes los nidos de insectos y numerosos gasterópodos terrestres, indicando un período de humedad importante en las islas.

De esta misma época en la isla de Lanzarote al pie de la S. de Famara se ha estudiado una secuencia de dunas con paleosuelos intercalados y abanicos aluviales, por Hillaire-Marcel *et al.* (1995), señalando la existencia de un período muy húmedo ca. 30.000 a.BP.

Resulta impresionante la acumulación de dunas móviles en los extremos septentrional y meridional de la Isla de Fuerteventura, en los alrededores de Corralejo y el área del Itsmo de Jandía respectivamente.

3. BIBLIOGRAFÍA

3.1. REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

Alonso, A., Pagés, J. L. (2000). El registro sedimentario del final del Cuaternario en el litoral Noroeste de la Península Ibérica. Margenes Cantábrico y Atlántico. *Rev. Soc. Geol. de España*, 13(1), 17-29.

Bardají, T., Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., Dabrio, C. J.; Civis, J. (1999). Recent evolution of the Aguilas arc basins (SE Spain): sea-level record and neotectonics. INQUA sea-level changes and coastal evolution. Subcomm. 4: The Mediterranean, NewsI, 21, 21-26.

Bernat, M., Busquet, J. C., Dars, R. (1978). $\text{I}_{\text{o}}\text{-U}$ dating of the Oulgian stage from Torre García (southern Spain). *Nature*, 275, 302-303.

Bernat, M., Echailler, J. V., Busquet, J. C. (1982). Nouvelles datations $\text{I}_{\text{o}}\text{-U}$ sur des Strombes du Dernier Interglaciaire en Méditerranée. *C.R. Acad. Sci. Paris II*, 295, 1023-1026.

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S. J., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G. (1993). Correlation between climatic records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Demenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.

Borja, F., Zazo, C., Dabrio, C. J.; Díaz del Olmo, F., Goy, J. L. y Lario, J. (1999). Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *The Holocene*, 93, 333-339.

Causse, Ch., Goy, J. L., Zazo, C. y Hillaire-Marcel, C. (1993). Potentiel chronologique (Th/U) des faunes Pléistocènes méditerranéennes: exemple des terrasses marines des régions de Murcie et Alicante (Sud-est de l'Espagne). *Geodin. Acta* 6, 121-134.

Cearreta, A. y Murray, J. W. (2000). AMS 14C dating of Holocene estuarine deposits: consequences of high-energy and reworked foraminifera. *The Holocene*, 10, 1, 155-159.

Cuerda, J. (1989). Los tiempos cuaternarios de las Baleares. Dir. Gral. Cultura. Conselleria de Cultura, Educació i Esports, Govern Balear, Mallorca, 305 pp.

Cuerda, J. (1995). *Significación climática y cronológica de algunos yacimientos del Pleistoceno superior marino de Alicante*. El Cuaternario del País Valenciano, 251-259. Universidad de Valencia y AEQUA.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C.U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, Jouzel, J. y Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.

Fumanal, M. P., Usera, J., Viñals, M. J., Mateu, G., Belluomini, G., Manfra, L. y Proszynska-Bordas, H. (1993). Evolución cuaternaria de la bahía de Xabia (Alicante). Fumanal, M.P. y Bernabeu, J. (eds.). *Estudios sobre Cuaternario*. Valencia, Universitat de Valencia. Cf. pp. 17-26.

González-Hernández, F. M., Mörner, N. A., Goy, J. L., Zazo, C. y Silva, P. G. (2000). Resultados paleomagnéticos de los depósitos plio-pleistocenos de la Cuenca de Palma (Mallorca, España). *Estudios Geol.*, 56, 163-173.

Goy, J. L. y Zazo, C. (1984). Los piedemontes cuaternarios de Campo Dalias y Campo de Níjar (Almería). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 5, 40-53.

Goy, J. L. (1984). Cartografía y Memoria del Cuaternario. En *Mapa Geológico de Valencia 1/200.000*. Diput. Prov. Univ. de Valencia, IGME, 39-47.

Goy, J. L. y Zazo, C. (1986a). Synthesis of the Quaternary in the Almería littoral, neotectonic activity and its morphologic features, Eastern Betics, Spain. *Tectonophysics*, 130, 259-270.

Goy, J. L. y Zazo, C. (1986b). Western Almería (Spain) coastline changes since the Last Interglacial. *Journal of Coastal Research*, 89-93.

Goy, J. L., Zazo, C., Dabrio, C. J. y Hillaire-Marcel, C. (1986). Evolution des systèmes lagons-îles barrière de Tyrrhénien à l'actualité à Campos de Dalias (Almería, Espagne). *Edit. de l'Orstom, Coll. Travaux et Documents*, 137, 169-171.

Goy, J. L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Causse, C. y Hillaire-Marcel, C. (1993). Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne. *Geodinamica Acta*, 6 (2), 103-119.

Goy, J. L., Rey, J., Díaz del Río, V. y Zazo, C. (1987). Relación entre las unidades geomorfológicas cuaternarias del litoral y de la Plataforma interna y media de Valencia (España). Implicaciones paleogeográficas. *Actas II Reun. Nac. Geol. Amb. y Ord. Territ.* Valencia, 1369-1381.

Goy, J. L. y Zazo, C. (1988). The role of neotectonics in the morphologic distributions of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche Basin, Southeast Spain. *Pal., Pal., Pal.*, 68, 219-225.

Goy, J. L., Zazo, C., Bardají, T., Dabrio, C. J. and Somoza, L. (1989). *The Mediterranean Littoral*. Exc. B1 2ª Reunión de Cuaternario Ibérico. AEQUA, Madrid, 127 pages.

Goy, J. L.; Zazo, C., Somoza, L. y Dabrio, C. J. (1990). Evolución paleogeográfica de la Depresión de Elche-Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno. *Estudios Geol.*, 46, 237-244.

Goy, J. L. (1994). Relaciones geomorfología-suelos-formaciones superficiales: aplicaciones en los estudios edáficos, neotectónicos y medioambientales. XXVIII Curso de Geología práctica. Teruel, Universidad de Zaragoza, 213-225.

Goy, J. L., Zazo, C. y Cuerda, J. (1997). Evolución de las áreas margino-litorales de la Costa de Mallorca (I. Baleares) durante el Último y Presente Interglacial. Nivel del mar Holoceno y clima. *Bol. Geol. Min.* 108, 127-135.

Goy, J. L., Zazo, C., Dabrio, C. J., Baena, J., Harvey, A., Silva, P. G., Gonzalo, F. y Lario, J. (1998). Sea level and climate changes in the Cabo de Gata lagoon (Almería) during the last 6,500 yrBP. *INQUA Mediterranean sea-level Subc. Newsletter*, 20, 11-18.

Goy, J. L., Zazo, C., Dabrio, C. J. (2003b). A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50, 251-268.

Goy, J. L.; Hillaire-Marcel, C., Zazo, C., Ghaleb, B., Dabrio, C. J., González, A., Bardají, T. y Civis, J. (2003a). En Mastronuzzi y P. Jansó (Eds.). U-series ages of coral-bearing littoral deposits with *Strombus bubonius* of OIS 7 from La Marina (Alicante, SE Spain). A reappaisal of the Tyrrenian chronostratigraphy in the Mediterranean Sea. Puglia-2003, IGCP 437 Final Conference, Abstract Book, 109-111.

Gozálvez, V. (1985). Precisiones sobre los depósitos cuaternarios en la antigua Albufera del Saladar de Alicante. Libro Homenaje a J. Cuerda: "Pleistoceno y geomorfología litoral" (Univ. Valencia, G.T.H. Zurich, U. Palma de Mallorca), 35-52.

Hearty, P.J., Miller, G. H., Stearns, Ch. E. y Szabo, B. J. (1986). Aminostratigraphy of Quaternary shorelines in the Mediterranean basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 850-858.

Hearty, P.J., Hollin, J. T. y Dumas, B. (1987). Geochronology of Pleistocene littoral deposits on the Alicante and Almería coasts of Spain. *Trab. Neog.-Cuat.*, 10, 95-107.

Hillaire-Marcel, C., Carro, O., Causse, C., Goy, J. L. y Zazo, C. (1986). Th/U dating of *Strombus bubonius* bearing marine terraces in southeaster Spain. *Geology*, 14, 613-616.

Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Gariepy, C., Zazo, C., Hoyos, M. y Goy, J. L. (1995). U-series dating by the TIMS Technique of land snails from Paleosols. *Quaternary Research*, 44, 276-282.

Hillaire-Marcel, C., Gariepy, C., Ghaleb, B., Goy, J. L., Zazo, C. y Cuerda, J. (1996). U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for two last interglacials high sea-levels in the Balearic Islands. *Quat. Sci. Rev.*, 15, 53-62.

Lario, J., Zazo, C., Dabrio, C. J., Somoza, L., Goy, J. L., Bardají, T. y Silva, P. G. (1995). Record of recent holocene sediment input on spit bars and deltas of South Spain. *Journal of Coastal Research Special Issue*, 17, 241-245.

Mangas, J. (1997). Análisis de la evolución geológica y la formación de los paisajes característicos de las islas de Fuerteventura y Lanzarote. En: P.L. Pérez de Paz (Ed.). *Ecosistemas insulares canarios. Usos y aprovechamientos en el territorio*. Consejería de Política Territorial y Medio Ambiente del Gobierno de Canarias. Las Palmas de G.C., 99-102.

Mary, G. (1985). Niveaux marins des littoral Asturien et Galicien entre S. Vicente de la Barquera y Foz. *Actas I Reunión de Cuaternario Ibérico*. Lisboa, 219-228.

Martínez-Graña, A., Goy, J. L. y Zazo, C. (2000). Actividad tectónica en el Noroeste Peninsular, en base a los registros de los depósitos costeros de los últimos 130.000 años (Ría Arosa-Pontevedra, Galicia). *Geotemas*, 1 (4), 263-266.

Martínez de Pisón, E. y Quirantes, F. (1994). Relieve de las Islas Canarias. En: *Geomorfología de España* (Ed. Coord. M. Gutierrez Elorza). Ed. Rueda, 495-526.

McLaren, S. J. y Rowe, P. J. (1996). The reliability of uranium-series mollusc dates from the western Mediterranean basin. *Quat. Sci. Rev.*, 15, 709-717.

Meco, J. (1993). Testimonios paleoclimáticos en Fuerteventura. *Tierra y Tecnología*, 6, 41-48.

Montenat, C. (1977). Les bassins néogènes et quaternaires du Levant d'Alicante à Murcie (Cordillères Bétiques orientales, Espagne. Stratigraphie, paléontologie et évolution dynamique. Ph. D. Thesis Laboratoire de Géologie, University of Lyon, 69, 345 pp.

Morales, J. A. (1997). Evolution and facies architectre of the mesotidal Guadiana River delta (SW Spain-Portugal). *Marine Geology*, 138, 127-148.

Pagés Valcarlos, J. L. (2000). Origen y evolución geomorfológica de las rías atlánticas de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4), 393-403.

Porta, J. y Martinell, J. (1981). El Thyrreniense catalán, síntesis y nuevas aportaciones. *Public. Dep. de Paleontología*, Barcelona, 27 págs.

Rodríguez-Ramírez, A., Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L., Clemente, L., Belluomini, G., Manfra, L., Improta, S. y de Andres, J. R. (1996). Recent coastal evolution of the Doñana National Park (SW Spain). *Quaternary Science Reviews*, 15, 803-809.

Rodríguez, A., Cáceres, L. M. y Rodríguez, J. (2000). Dinámica y evolución de flechas litorales: el litoral onubense (SO, España). En: *Geomorfología Litoral. Procesos Activos*, Monografía 7 SEG, 101-113.

Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L. M. y Rodríguez Ramírez, A. (1991). La red fluvial cuaternaria en el piedemonte de Sierra Morena occidental. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 17 (1-2), 37-45, Logroño.

Rose, J., Meng, X. y Watson, C. (1999). Paleoclimate and paleoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 Ka: evidence from Mallorca, Spain. *Journal of the Geological Society*, London, 156, 435-448.

Sanfaume, E. y Pardo, J. E. (2000) . Albuferas litorales: estado de la cuestión. En: *Geomorfología litoral. Procesos activos*. Monografía 7 SEG, 115-139.

Somoza, L., Zazo, C., Goy, J. L.y Mörner, N. A. (1989). Estudio geomorfológico de secuencias de abanicos aluviales cuaternarios (Alicante-Murcia, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-4), 73-82.

Somoza, L. (1993). Estudio del Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-Alicante). Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto geodinámico. *Publ. Esp. Inst. Esp. Oceanogr.* Madrid, 12, 237 pp.

Somoza, L., Barnolas, A., Araña, A., Maestro, A., Rees, J. G. y Hernández-Molina, F. J. (1998). Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations delta lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, 117, 11-32.

Stearns, Ch. y Thurber, D. (1965). $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. *Quaternaria*, 7, 29-41.

Stearns, Ch. y Thurber, D. (1967). $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates of Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. *Prog. Oceanogr.*, 4, 293-305.

Vergnolle, Ch. (1990). Morphogénèse des reliefs cotiers associés de la marge continentale nord-espagnole, l'exemple du nord-est de la Galice. *Nova Terra* 1. Lab. Xeolog. de Laxe, 315 p.

Viñals, M.J., Mateu, G., Fumanal, M. P., Usera, J. Favero, V. (1989). Aportación al conocimiento de las facies lagunares y litorales de la Marjal de Oliva-Pego (Valencia). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-2), 93-104.

Viñals, M.J. y Fumanal, M. P. (1995). Quaternary development and evolution of the sedimentary environments in the central Mediterranean Spanish coast. *Quaternary International*, 29-30, 119-128.

Zazo, C., Goy, J. L., Hoyos, M., Dumas, B., Porta, J., Martinell, J., Baena, J. y Aguirre, E. (1981). Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español. *Estudios Geol.*, 37, 257-262.

Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C. J., Civis, J. y Baena, J. (1985). Paleogeografía de la desembocadura del Guadalquivir al comienzo del Cuaternario (Provincia de Cádiz, España). *Actas I Reuniao do Quaternario Iberico*, Lisboa, 461-472.

Zazo, C. y Goy, J. L. (1989). Sea level changes in the Iberian Peninsula during the last 200.000 years. In: Scott, D., Pirazzoli, P., Honing, G. (Eds.). Late Quaternary correlations and applications. Kluwer Academic, Dorcrecht, 256, 27-39.

Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C. J., Bardají, T., Somoza, L. y Silva, P.G. (1993). The Last Interglacial in the Mediterranean as a model for the Present Interglacial. *Global Planet. Change*, 7, 109-117.

Zazo, C. y Goy, J. L. (1994). Litoral Español. En: *Geomorfología de España* (Ed. Coord. M. Gutiérrez Elorza). Ed. Rueda, 437-469.

Zazo, C., Goy, J. L., Somoza, L., Dabrio, C. J., Belluomini, G., Improta, S., Lario, J., Bardají, T. y Silva, P. G. (1994). Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10 (4), 933-945.

Zazo, C., Goy, J. L., Lario, J. and Silva, P. G. (1996). Littoral zone and rapid climatic changes during the last 20.000 years. The Iberia study case. *Zeitschrift fur Geomorphology*, 102, 119-134.

Zazo, C., Bardají, T., Dabrio, C. J., Goy, J. L. y Hillaire-Marcel, Cl. (1998). *Record of late Pliocene and Quaternary Sea-Level Changes in Coastal settings. Southeast Spain*, 151-169, 5^a Int. Sedimentological Congress IAS (Alicante-1998), Field Trip Guide Book.

Zazo, C., Silva, P. G., Goy, J. L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Lario, J., Bardají, T. y González, A. (1999a). Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar strait area (south Spain). *Tectonophysics*, 301, 95-109.

Zazo, C., Dabrio, C. J., Borja, F., Goy, J. L., Lezine, A. M., Lario, J., Polo, M. D., Hoyos, M. y Boersma, J. R. (1999b). Pleistocene and Holocene aeolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implication. *Geologie en Mijnbouw*, 77, 209-224.

Zazo, C., Goy, J. L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P. Y., Soler, V., González, J. A., Dabrio, C. J. y Ghaleb, B. (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited –a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary, *Quaternary Sciences Reviews*, 21, 2019-2046.

Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C. J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, Cl., Ghaleb, B., González-Delgado, J. A. y Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coast: record of coastal uplift, sea level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194, 103-133.

Zazo, C., Goy, J. L., Bardají, T., González, A., Hillaire-Marcel, C., Dabrio, C. J., Lario, J., Civis, J., Luque, L., Ghaleb, B., Borja, F., Silva, P. G., González-Hernández, F., Soler, V. y Gillot, P. Y. (en prensa). El efecto de los ciclos climáticos en las variaciones del nivel del mar. Climate cycles influence in sea-level changes. Libro Homenaje E. Aguirre. Vol. Geología y Paleontología.

3.2 BIBLIOGRAFÍA REGIONAL

Andrés, J. R. de y Gracia, F. J. (Editores) (2000). Geomorfología litoral. Procesos Activos. Monografía n° 7, S.E.G. 255 pp.

Benkhelil, J. (1976). Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne). These Univ. Nice, 180 pp.

Bielza de Ory, V. (Coord.). (1989). Territorio y Sociedad en España 1. Geografía Física. Taurus. 441 pp.

Cáceres, L. M. (1999). Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir (Huelva). Publ. Universidad de Huelva, 250 pp.

Dabrio, C. J., Zazo, C., Goy, J. L. (1993). Litoral y Riesgos Geológicos. En: Problemática Geoambiental y Desarrollo (Ed. Ortiz, R.), 93-114.

Díaz del Olmo, F. y Rodríguez-Vidal, J. (Editores) (1989). El Cuaternario en Andalucía occidental. AEQUA, Monografía, 1, 193 pp.

Dumas, B. (1977). Le Levant espagnol. La genèse du relief. These d'Etat, Univ. Paris XII, 520 pp.

Fourniguet, J. (1975). Néotectonique et quaternaire marin sur le littoral de la Sierra Nevada, Andalousie (Espagne). These 3ème cicle. 234 p. Univ. Orleans.

Gibbons, W., Moreno, T. (Editores) (2002). The Geology of Spain, C.14 Quaternary Geological Society London, 649 pp-

Gómez-Ortiz y Pérez González (Editores) (2001). Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000). S.E.G. 427 pp.

Goy, J. L. y Zazo, C. (1996). El Cuaternario de la Bahía de Almería. En: Aspectos geológicos y problemática medioambiental del entorno árido del sureste peninsular español: los desiertos de Almería. Exc. Técnica Precongreso. VI Cong. Nal. y Conf. Intern. de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio, 104-123.

Goy, J.L., Zazo, C., Silva, P.G., Lario, J., Bardají, T. y Somoza, L. (1996). Evaluación geomorfológica del comportamiento neotectónico del Estrecho de Gibraltar (Zona Norte) durante el Cuaternario En IV Coloquio Internacional sobre el Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar TII Comunicaciones. El Medio Físico. SECEGSA, 51-69.

Gutierrez Elorza, M. (Coord.). (1994). Geomorfología de España. 526 pp.

Lhenaff (1977). Problèmes géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centre-occidentales (Espagne). Thèse d'Etat, 707 pp. Univ. Paris-Sorbonne.

Maldonado, A. (1972). El delta del Ebro. Estudio sedimentológico y estratigráfico. Bol. Estratigráfico, 1, 4876 pp. Barcelona.

Mary, G. (1979). Evolution de la bordure côtière asturiénne (Espagne) du Néogène à l'Actual. Thèse d'Etat. Caen. 238 pp.

Marques, M. A. (1984). Les formations quaternaires del delta del Llobregat. Inst. d'Est. Catalans, Arxins Secció Ciències. 281 pp. Barcelona.

Menanteau, L. (1982). Les marismas du Guadalquivir. Exemple de transformation du paysage alluvial au cours du Quaternaire récent. Thèse 3ème cycle. Univ. Paris-Sorbonne.

Nonn, H. (1966). Les régions côtières de la Galice (Espagne). Etude Géomorphologique T.III: Publ. Fac. Sc. Strasbourg, 591 pp.

Rodríguez Ramírez, A. (1998). Geomorfología del Parque Nacional de Doñana y su entorno Mo. de Med. Amb. Organismo autónomo Parques Nacionales. 146 pp.

Varios (1989). Mapa del Cuaternario de España. Escala 1:1000000. Instituto Tecnológico y Geominero de España, 278 pp.

Viguier, C. (1974). Le Néogène de l'Andalousie occidentale (Espagne). Histoire géologique du bassin du Bas Guadalquivir. Thèse d'Etat Bourdeaux, 450 pp.

Zazo, C. (Editor) (1997). Late Quaternary sea-level changes in Spain. Cambios del nivel del mar en España en el Cuaternario reciente. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario nº 10. Museo Nac. Cienc. Nat. 305 pp.

Zazo, C., Dabrio, C. J. y Goy, J. L. (1988). Geomorfología litoral y significación de las variaciones del nivel del mar. En: Perspectivas en Geomorfología. Monografía nº 2 SEG, 171-188.



LOS RELIEVES VOLCÁNICOS ESPAÑOLES

C. Romero Ruiz y F. J. Dóniz Páez

Departamento de Geografía de La Universidad de La Laguna. E-mail: maromero@ull.es

1. INTRODUCCIÓN

El territorio español cuenta con paisajes volcánicos espléndidos y de gran personalidad, concentrados en pocos pero significativos lugares: las Islas Canarias, la región volcánica del SE peninsular, que se extiende a lo largo del borde mediterráneo español desde las Islas Columbretes hasta Alborán (en la que sin duda destaca el Cabo de Gata, en Almería), los campos volcánicos de Calatrava (Ciudad Real) y de Olot (Gerona).

El volcanismo Canario es único en el contexto español, no sólo por su dilatada historia eruptiva, su continuidad temporal, su amplitud espacial y su carácter aún activo, sino también por la diversidad de formas resultantes. En Canarias, el volcanismo ha generado un archipiélago enteramente volcánico, en el cual son precisamente los relieves de este tipo los que articulan y organizan su paisaje. El volcanismo de la España peninsular posee menor volumen y menor variedad y capacidad para conformar paisajes íntegros y directos de carácter volcánico y ha dado lugar a relieves de menor entidad y de carácter local o comarcal. No obstante, este volcanismo se complementa con el de las Islas al generarse en condiciones diferenciadas a las de aquellas y al corresponder a formas de relieve que se imbrican y superponen a relieves con otros caracteres geológicos y morfológicos. De este modo, el volcanismo peninsular, está, de un lado, condicionado en su articulación y disposición por los relieves sobre los que se desarrolla, a la vez que modifica globalmente los paisajes en los que se encuadra. Sin duda, es este uno de sus principales rasgos geomorfológicos. Los relieves volcánicos peninsulares son, no obstante, diversos en sus elementos, espaciados en su distribución, heterogéneos en sus causas, y de edades muy diferentes (Martínez de Pisón, 1986).

El volcanismo de las Islas Canarias es prolongado; las manifestaciones volcánicas se inician durante el Cretácico Superior (65 m.a, isla de Fuerteventura) y se prolongan, con interrupciones más o menos marcadas, hasta nuestros días (la última erupción es de 1971, La Palma). Aunque la edad y la evolución del volcanismo son diferentes para cada isla, para el conjunto del Archipiélago se han establecido tres grandes ciclos volcánicos: *fase inicial de crecimiento submarino* de las islas, desarrollada entre el Cretácico Superior y el Mioceno, que aflora sólo en las islas de Fuerteventura, La Gomera y La Palma; *fase de volcanismo subaéreo antiguo*, enmarcada casi en su totalidad en el Mioceno y presente en todas las islas excepto en el Hierro, y *fase subaérea reciente* de edad Plio-Pleistocena. Se trata de un magmatismo alcalino oceánico de intraplaca cuyo origen, muy debatido, ha sido explicado bien mediante la existencia de una pluma térmica en el manto, o bien como resultado de bloques levantados de la corteza oceánica por la compresión ejercida en este sector durante el Terciario, debido al empuje y a la creación de litosfera en el rift. Frente al carácter fundamentalmente basáltico de los magmas peninsulares (Araña et al, 1983), la composición de los magmas canarios es mucho más variada dominando los tipos basálticos alcalinos sobre los diferenciados, constituidos por tipos traquíticos y fonolíticos muy subsaturados (Hernán, 2001).

El volcanismo peninsular es Cenozoico, aunque posee también edades diferenciadas según ámbitos. El volcanismo más antiguo corresponde al sector de Cabo de Gata, puesto que se desarrolla en el Mioceno Medio entre los 13 y los 8 m.a. Corresponde a un magmatismo calcoalcalino que parece asociarse al proceso de subducción de un fragmento de corteza oceánica bajo la región levantina Ibérica en el proceso de colisión África-Europa (Araña y Vegas , 1974).

En Calatrava, Ancochea (1982) establece dos grandes ciclos, uno correspondiente al Mioceno Superior (8,7 y 6,4 m.a.) y otro al Plio-Pleistoceno (4,7 –1,5 m.a.). En la región volcánica Catalana, las manifestaciones volcánicas se desarrollan entre los 10 y los 0,1 m.a. (Araña y Ortiz, 1984), localizándose las erupciones más antiguas en la fosa del Ampurdán, y concentrándose las más recientes en el sector de la Garrotxa, en las cercanías de Olot. Tanto el magmatismo del centro peninsular como el catalán es de tipo alcalino continental y se relaciona con los procesos de descompresión y formación de fosas tectónicas que caracterizan a las últimas etapas alpinas.

2. LOS RELIEVES VOLCÁNICOS.

Las formas de relieve españolas generadas por procesos volcánicos pueden clasificarse en dos grandes categorías; de un lado las formas y estructuras simples de carácter monogénico y, de otro, las más complejas, de génesis poligénico.

Los volcanes monogénicos corresponden a aquellas estructuras volcánicas asociadas a ambientes tectónicos de extensión (Takada, 1994) y construidas durante un único episodio eruptivo (Stubel, 1909). Se trata de volcanes que involucran sólo un tipo de magma, poseen un sistema de conductos eruptivos simples (Cas y Wright, 1987) y han sido generados a partir de erupciones cuya duración oscila entre varios días y varios años. Cualquiera de los edificios volcánicos de los campos de Olot (Girona) y Calatrava (Ciudad Real), o los generados por las erupciones recientes o históricas de las Islas Canarias sirve como ejemplo de este tipo de volcanes.

Los volcanes poligénicos, por el contrario, se construyen a partir de la sucesión de diferentes episodios volcánicos (Stubel, 1909) no siempre de igual químismo, que utilizan un sistema de conductos eruptivos complejos y se elaboran a lo largo de períodos dilatados de tiempo (por lo común superiores a los 100.000 años). La amplitud temporal de sus fases constructivas, intercaladas entre períodos de calma eruptiva, determina que en su relieve final intervengan también procesos ajenos al volcanismo como la erosión. Un edificio poligénico consta, por ello, tanto de estructuras imbricadas, yuxtapuestas y superpuestas de carácter volcánico como de relieves debidos a la erosión, donde existen tanto formas de desmantelamiento como de acumulación, recientes o también antiguas, en cuyo caso constituyen huellas de herencias paleoclimáticas. Las formas debidas a la erosión condicionan, en muchos casos, la propia evolución morfológica de este tipo de estructuras volcánicas al condicionar la planta de los edificios y el trazado de las coladas generadas durante las últimas fases constructivas.

El fenómeno volcánico tanto monogénico como poligénico se manifiesta en la superficie a través de fracturas que se abren en la corteza, originando que los procesos eruptivos se dispongan en el espacio siguiendo un esquema estructural preciso. En Calatrava las directrices estructurales siguen rumbos NW-SE y NNW-SSE, en Olot NW-SE y NE-SW, en la Sierra de Gata NE-SW aunque también está presente la de rumbo NW-SE en el sector de San José, y en Canarias la NE-SW, NW-SE, N-S y ENE-WSW. Cada una de estas directrices, bien sean principales o no, condicionan la organización en el espacio de las formas volcánicas y simples complejas.

2.1. LOS VOLCANES MONOGÉNICOS ESPAÑOLES

En el territorio nacional existen alrededor de unos 1400 volcanes monogénicos; de ellos, el Archipiélago canario cuenta con unos 1075 edificios subaéreos, distribuyéndose el resto entre los campos volcánicos de la zona volcánica catalana y la manchega.

La morfología de los conos y sistemas eruptivos de carácter monogénico traduce una gran variedad de tipos y procesos, de litologías, de ambientes hidrogeológicos y de sistemas de fracturación. Las patentes variaciones en el tamaño de los conjuntos volcánicos, así como su grado de evolución post-eruptiva, contribuyen, aún más si cabe, a dicha diversificación, de modo que es posible afirmar que cada volcán muestra una morfología propia que lo diferencia del resto.

La mayoría de los conos volcánicos monogénicos españoles se han edificado a partir de magmas básicos, con un contenido en sílice que oscila entre el 43 y el 55%, y son resultado de una actividad eruptiva moderada de rasgos estrombolianos más o menos acentuados, con explosiones de cadencias rítmicas e intermitentes.

Los conos volcánicos con estos dinamismos se construyen como resultado de la proyección en el aire de fragmentos que se emiten desde una boca, a partir de la cual los materiales son expulsados de modo divergente y radial, describiendo trayectorias balísticas. El emplazamiento de los distintos fragmentos así emitidos se lleva a cabo de uno en uno, controlados tanto por la intensidad de la erupción como por la fuerza de la gravedad, generando lo que se denomina como depósitos piroclásticos de caída. Morfológicamente constituyen siempre aparatos eruptivos simples, formados por uno o varios edificios volcánicos de piroclastos de rasgos anulares o en hendidura, que presentan cráteres de fondo plano o en embudo de tipo explosivo, abiertos o cerrados, incipientes, o con diámetros máximos siguiendo la dirección de la fractura dominante.

La actividad estromboliana suele dar por lo común, y si no existe ningún tipo de perturbación a edificios troncocónicos simétricos y muy simples, con cráteres centrales habitualmente en embudo, y conos anulares de gran regularidad de formas (Montsacopa en Olot, Montaña de la Mancha en Fuerteventura etc.). A partir de estos cráteres, o a lo largo de fisuras localizadas en su base, se derraman flujos lávicos que dan lugar a mantos lávicos o a lenguas de lava (Montaña de Taco en Tenerife).

No obstante, en muchos casos esta morfología está modificada por diversos factores entre los que destacan: el derrame de coladas, el efecto del viento durante la erupción, el tipo y la disposición de las fracturas utilizadas, la topografía de emplazamiento del cono volcánico, la inclinación del conducto y la columna eruptiva, el número y la configuración de los cráteres, la sucesión de fases de distinto estilo o intensidad y los procesos de asentamiento de los materiales una vez terminada la erupción.

Teniendo en cuenta que en la morfología de los edificios volcánicos todos estos factores pueden intervenir independientemente o combinados entre sí, es evidente que la fisonomía que poseen no es siempre tan simple. La construcción de los edificios a partir de fracturas de marcado desarrollo lineal determina que los cráteres se alarguen, en la dirección de la fractura y los conos aparezcan deformados longitudinalmente, mostrando configuraciones elípticas (M. de Chío en Tenerife). En otros casos, los cráteres, aunque simples, se encuentran abiertos en una determinada dirección, de modo que los conos que los alojan adoptan disposiciones en hendidura muy definidas (Aigua Negra en Olot o Timbarombo en el Hierro). Este tipo de edificios son abundantes en las islas, pero entre ellos existe una gran variedad morfológica que resulta de las particularidades del emplazamiento de cada cono, de la forma de la escotadura que rompe sus flancos, de la configuración más o menos abierta, circular o elíptica de sus cráteres, de la mayor o menor regularidad, pendiente, y simetría de sus flancos, del tipo de material predominante que los configura y, como no, de su tamaño y grado de desmantelamiento. Bajo el mismo modelo, se esconden, por tanto, variaciones morfológicas sustanciales que hacen de cada volcán un edificio con caracteres propios.

Ahora bien, no todos los edificios volcánicos monogénicos se han construido a partir de un único cráter, abierto o cerrado, y han dado lugar a edificios anulares o en hendidura de rasgos tan sencillos; muchos de ellos se caracterizan por poseer varios cráteres, dispuestos a lo largo de líneas claramente definidas (Garrinaga en Olot y Martín de Tigalate en La Palma), o aglomerados y arracimados en torno a un punto. En el primer caso, los edificios que los albergan pueden configurarse como conos simples, abiertos o cerrados, pero siempre alargados en la dirección de los cráteres o bien disponerse como conos múltiples, imbricados y yuxtapuestos en torno a la línea cratérica. En el segundo caso, los edificios suelen ser más complejos y constituyen sistemas eruptivos de plantas variables y poco definidas. Como norma general, por tanto, los edificios volcánicos son tanto más complejos cuanto más complejo es el sistema de fracturación que ha intervenido en su construcción.

Desde estos edificios parten coladas lávicas que muestran gran desarrollo espacial y escasa potencia, y que, unas veces individualizadas y otras configurando mantos de lava, se alejan de las bocas en función de sus rasgos reológicos, su grado de fluidez, de su contenido en gas, del caudal emitido por unidad de tiempo, de la facilidad del escape de los gases, así como de la topografía sobre la que se derraman. La morfología en superficie es variada, aunque destacan las coladas con rasgos aa, o malpaíses como se las denomina en las islas; son menos abundantes, sin embargo, las formas superficies de tipo pahoehoe, conocidas en Canarias como lajiales. En los conjuntos volcánicos estrombolianos de otras áreas del globo suele haber una correspondencia entre el total de materiales efusivos y explosivos emitidos; sin embargo, en la mayor parte de los conjuntos eruptivos canarios resultado de este tipo de dinamismo, existe una mayor proporción de coladas que productos piroclásticos, lo que evidencia la existencia de un comportamiento eruptivo mixto entre el estromboliano y el hawaiano que puede denominarse como estrombo-efusivo o estrombo-hawaiano.

No todos los edificios monogénicos existentes en el territorio nacional se han construido en relación con mecanismos y dinámicas eruptivas tan moderadas. Contamos también con volcanes simples generados a partir de magmas ricos en sílice, traquíticos y traquiandesíticos, y resultado de erupciones de alta energía. Este tipo de actividad suele dar lugar a edificios de tipo domático construidos a través del apilamiento en torno a los puntos eruptivos de pocas aunque potentes coladas de lava. Los mejores ejemplos de edificios de este estilo son los que orlan la base del estratovolcán Teide-Pico Viejo (Montaña Blanca, Montaña Rajada, Abejera, Pico Cabras...) o los denominados castillejos en Calatrava (Cerro Negro o Peñón de Ciruela).

En ocasiones, sin embargo, los magmas tanto básicos como ácidos, en su ascenso hacia la superficie pueden entrar en contacto con rocas situadas a niveles más o menos profundos y empañadas en agua, o incluso con capas de agua externa, motivando el desarrollo de erupciones de mayor grado de explosividad y la aparición de volcanes de tipo hidromagnético. Entre éstos debemos diferenciar aquellas erupciones litorales asociadas a aguas marinas someras y que se les conoce como hidrovolcánicas, hidroclásticas o hidroexplosivas, bien representadas en Canarias dado su carácter insular, (M. Pelada, Risco de la Concepción, El Golfo etc.) de aquellas otras en las que el agua tiene un origen subterráneo, freáticas y freatomagnéticas, (De la Nuez *et al.*, 1997), predominantes en el campo de Calatrava (Hoya del Palo, El Pardillo...) (Poblete, 1994), pero que están presentes también en la zona de la Selva (Crosa Sant Dalmai) en Cataluña (Pallí *et al.*, 1999) y en Canarias (Caldera del Rey y de Bandama). Todas ellas se caracterizan por poseer amplias depresiones cratericas con formas circulares, semicirculares o de media luna, de amplios diámetros y profundidades variables, en ocasiones emplazadas a varios metros por debajo de la superficie topográfica actual, originando, por tanto, construcciones relativamente aplastadas. Estos edificios volcánicos están constituidos, bien por oleadas secas (*dry surge*) de estratificación fina, escasa presencia de lapilli acrecional y buzamientos suaves; u oleadas húmedas (*wet surge*) con abundantes capas masivas de brecha tobácea, escasa estratificación, inclinaciones más elevadas y abundancia de lapilli acrecional. Junto con toda una serie de caracteres estratigráficos (huellas de impacto, dunas, antidunas, canales de erosión etc.) propios de este tipo de edificaciones.

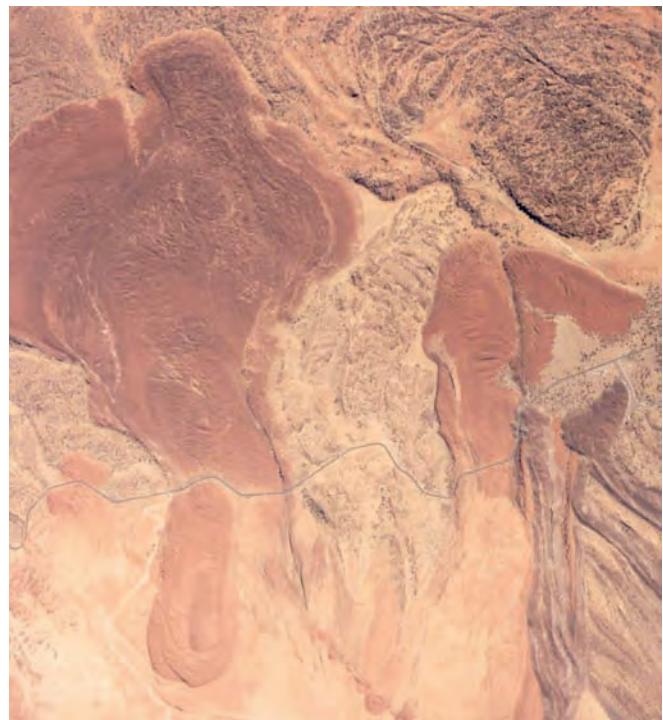


Figura 1. Fotografía aérea del Domo-colada de Montaña Blanca generado en una erupción hace 2020 años (Teide) Tenerife.



Figura 2. El edificio de Montaña Cavera (Lanzarote) es resultado de una erupción hidromagnética litoral

El desarrollo de erupciones en los flancos sumergidos de las islas Canarias provoca la aparición de volcanes monogénicos submarinos, en menor número que los subaéreos pero siguiendo similares esquemas estructurales y con características geomorfológicas y volcanológicas particulares (Romero *et al.*, 2000).

El tamaño que tienen los edificios subaéreos es muy variable, oscilando desde construcciones de escasa envergadura que apenas llegan al metro, como son los hornitos, hasta edificios que pueden alcanzar los 400 metros de altura, en el caso de las configuraciones más complejas, como sucede con los macizos del Fuego y Pico Partido originados durante la erupción del S. XVIII de Lanzarote. Por lo común suelen presentar desniveles poco acentuados, con pendientes externas que oscilan entre los 35 y los 38°.

La morfología actual de estos conos depende también de su grado de erosión, que está condicionado por una gran variedad de factores, cuyos efectos pueden aparecer combinados. Como norma y bajo condiciones climáticas similares, el desmantelamiento de los edificios está en estrecha dependencia con el tipo y la naturaleza de los materiales que configuran los conos y, como no, con su edad relativa, con la forma original del edificio, con su lugar de emplazamiento, con su grado de cubierta vegetal, con las condiciones climáticas del área de asentamiento y con las acciones antrópicas, entre otros. En Canarias son varios los procesos que desmantelan los edificios volcánicos y múltiples las formas que generan, sin embargo, las transformaciones posteruptivas más significativas son las debidas a la incisión torrencial (Dóniz, 2001a y Romero, 2002). Por lo común, los efectos de la erosión se manifiestan en el aumento del diámetro de las bocas eruptivas y de la base del edificio, y en la disminución de la altura, la pendiente y la profundidad del cráter. En el campo de Calatrava, la mayor antigüedad de los edificios determina que éstos hayan evolucionado hacia formas alomadas en las que no siempre es posible identificar los cráteres.

2.2. VOLCANISMO POLIGÉNICO

En la mayor parte de las ocasiones, los conos volcánicos monogénicos no aparecen aislados entre sí sino que tienden a agruparse formando estructuras volcánicas más complejas, de mayor porte y volumen. Son precisamente estos relieves volcánicos los que reciben la denominación de *poligénicos*. Atendiendo a estos caractere conjunto nacional existen varios tipos de estructuras volcánicas poligénicas, pero si exceptuamos el macizo de Gata y los campos volcánicos catalanes y de Calatrava, es en Canarias donde mayor representación poseen. Las formas de estos conjuntos volcánicos difieren en función de la naturaleza del magma, de su evolución geológica, del grado de interferencia producido entre los procesos volcánicos y los erosivos, de su adaptación a distintos sistemas de fracturación de la corteza, de la mayor o menor pervivencia de las manifestaciones eruptivas y de su particular evolución morfoclimática.

El volcanismo poligénico español ha dado lugar a la formación de varios tipos de relieves, que de mayor a menor sencillez geomorfológica son: las cadenas y campos de volcanes, las dorsales y los macizos antiguos. No obstante, en algunos casos, estos tipos de formas se combinan entre sí, o con otras estructuras poligénicas diferentes (estratovolcanes) para dar lugar a sistemas volcánicos aún más complejos (conjunto Teide-Cañadas).

2.2.1. Las cadenas y campos de volcanes.

Caracterizan a los territorios peninsulares de Olot y Calatrava y a los espacios insulares canarios elaborados durante y con posterioridad al Pleistoceno. Las cadenas y campos de volcanes canarios pueden considerarse como áreas volcánicamente activas, puesto que en ellos se han producido manifestaciones eruptivas históricas o muy recientes. En las islas, las estructuras de este tipo mejor definidas la encontramos en el sector central de la isla de Lanzarote como conjunto independiente o en el sur de la isla de Tenerife, donde se asocian a una unidad compleja distinta. En el mundo peninsular los campos y las cadenas de volcanes aparecen asociados a formas de relieve de génesis no eruptiva como las cuencas sedimentarias terciarias de Calatrava, o los bloques plegados y fracturados de la Cordillera Transversal Catalana, disponiéndose como auténticos relieves postizos.

En las *cadenas volcánicas* los distintos edificios volcánicos simples aparecen agrupados y dispuestos en torno a una directriz tectónica de rumbo dominante, configurando sistemas volcánicos lineales de gran desarrollo longitudinal, pero sin llegar a originar una estructura en tejado a dos aguas. Las cadenas volcánicas se caracterizan por la disposición de edificios monogénicos de distinta edad, (de igual o distinto químismo y dinamismo eruptivo), formando rosarios de conos adosados o individualizados que dan lugar a la aparición de alineaciones volcánicas de acentuado carácter rectilíneo, como la formada por los conos del Montolivet, Montsacopa, La Garrinada, Aigua Negra, Repàs y Repassot, en Olot, o la formada por más de veinte edificios de Montaña Roja-Montaña Colorada, en el sur de la isla de Tenerife.

En estas cadenas es posible, no obstante, observar la existencia de sectores de disposición estructural y de morfología mucho más compleja, resultado del cruce de la fractura principal con otras de distinta componente. Estas áreas de cruce constituyen los puntos de mayor potencialidad eruptiva y, por ello, también los de mayor desarrollo y envergadura, como se pone de manifiesto en el elevado número de centros de emisión, dispuestos en malla relativamente densa, que conforman conjuntos más complejos a los que denominamos aglomeraciones volcánicas (Romero *et al.*, 1982 y Romero, 1991), como la de Tizalaya en Lanzarote o los volcanes de el conjunto de Puig Safont, El Croscat, Puig de la Costa, El Torrent, Santa Margarida, Fontpobra y Roca Negra, en el triángulo volcánico de Olot.

Los *campos de volcanes* corresponden a sistemas eruptivos que generan un elevado número de conos volcánicos simples en relación con la superficie total de ocupación y en cuya disposición espacial intervienen múltiples fracturas de diverso rumbo. Las diferentes orientaciones del elevado número de fracturas que determinan su construcción permiten asociaciones estructurales muy complejas y una organización espacial de los distintos sistemas eruptivos que es particular y propia de cada uno de ellos. En algunas ocasiones, el predominio de una determinada dirección favorece la formación de conjuntos múltiples de disposición más o menos paralela y una distribución espacial claramente alineada; en otros casos, sin embargo, la existencia de mallas de fracturas ortogonales ocasiona que los edificios se encuentren aparentemente dispersos sobre el territorio, pero con organizaciones precisas.

Tanto en las cadenas como en los campos de volcanes, a lo largo de estas fracturas se generan múltiples edificios volcánicos de distintas cronologías, con mecanismos eruptivos diferenciados y morfologías contrastadas. Ello significa una reutilización constante de las fracturas en momentos eruptivos diferentes, que pueden incluso corresponder a distintos ciclos magmáticos y, por otro lado, abre la posibilidad de que edificios de rasgos muy heterogéneos convivan en el espacio. En estas estructuras existen conos piroclásticos típicos de erupciones estrombolianas, junto con edificios hidromagmáticos y domáticos (Campos volcánicos del Valle de San Lorenzo, en Tenerife, y Calatrava, en Ciudad Real).

La diferencia de edad implica, además, grados de erosión variables para cada conjunto eruptivo. Los más antiguos suelen presentar morfologías más evolucionadas, caracterizadas por el desarrollo sobre sus flancos de cortas barranqueras de disposición paralela o radial y por la evolución de sus cráteres hacia pequeñas lagunas y áreas endorreicas, o cuencas de recepción con drenajes centrípetos, o incluso, por el desplome

de paneles completos, que alteran parcialmente la morfología original de los edificios; en muchas ocasiones, estos antiguos volcanes poseen perfiles alomados y pueden constituir edificios sin cráteres aparentes. Los más recientes apenas si presentan retoque erosivo, que se ciñen casi de modo exclusivo a procesos de gravedad, aunque a veces sobre ellos comienzan a insinuarse pequeñas barranqueras de disposición radial o paralela. Entre los distintos edificios volcánicos aparecen depresiones internas de amplitud variable y fondos habitualmente planos resultado de la obturación de redes

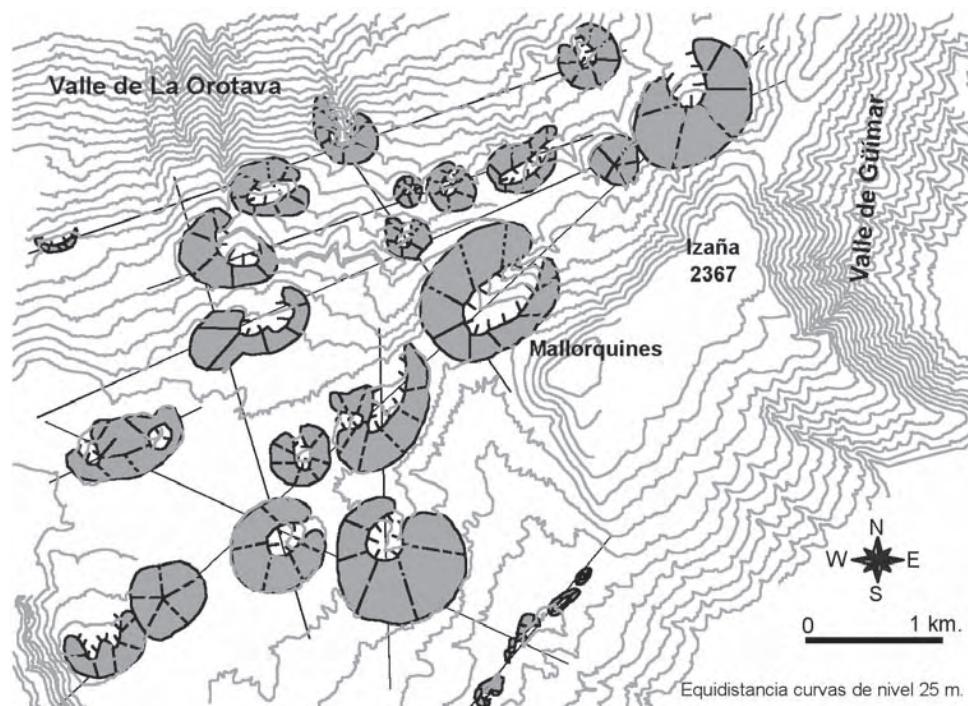


Figura 3. Campo volcánico del Llano de Maja-Corral del Niño en el extremo SW del eje de la dorsal de Pedro Gil en Tenerife.

hidrográficas previas (La vall d'en Bas en la cabecera del río Fluvia volcán Croscat) o correspondientes a vanos estructurales intervolcánicos (La Geria, Lanzarote).

En Olot y Calatrava, las lavas vertidas por estos edificios siguieron los antiguos cursos de agua, sin configurar en ningún caso mantos lávicos continuos de cierta amplitud. En Canarias, sin embargo, las alineaciones y los campos de volcanes han dado lugar a la emisión de importantes caudales de lava que terminan por configurar vertientes lávicas de extensión variable. De este modo, fuera de los rosarios de conos el paisaje está definido por la existencia de rampas de topografía tendida y amplitud variable inclinadas de forma suave hacia el mar. Estas superficies se configuran a partir del apilamiento y la yuxtaposición de las coladas de lava derramadas desde los distintos centros de emisión, cuyas formas superficiales de detalle conservan aún los rasgos peculiares de las coladas originales. La morfología suave de estas acumulaciones lávicas es interrumpida, localmente, por la presencia de barrancos de escaso encajamiento, mínima jerarquización, sin cabeceras y de gran monotonía de formas que apenas si destacan en el paisaje. Por ello y dado la relativa juventud de estas rampas lávicas (inferiores a 1 m.a.), los rasgos más destacados del sistema hídrico son la amplitud de las áreas sin drenaje superficial concentrado o con él en estados muy incipientes y, en contrapartida, la extensión del territorio con arreísmo o endorreísmo.

2.2.2. Las Dorsales volcánicas canarias.

Se desarrollan en las islas edificadas recientemente o en aquéllas en las que se constata una mayor pervivencia de la actividad volcánica, como se pone de manifiesto en que constituyen estructuras elaboradas fundamentalmente a lo largo del Pleistoceno, que albergan, además, la mayor parte de las erupciones históricas ocurridas en las islas de Tenerife y La Palma. Las dorsales aparecen concentradas en las islas occidentales, caracterizando buena parte de la superficie de La Palma, El Hierro y Tenerife. Las mejores individualizadas y también las más importantes son La Dorsal de Pedro Gil, en Tenerife y Cumbre Vieja, en La Palma.

Tanto desde un punto de vista estructural como geológico, constituyen estructuras muy simples; geomorfológicamente, sin embargo, son ricas en formas volcánicas de detalle. Evidentemente, ello es debido a una mayor pervivencia del fenómeno eruptivo, que ocasiona que las formas predominantes sean las de carácter volcánico, cuyos rasgos morfológicos dependen directamente del estilo de las erupciones.

En este tipo de edificios complejos la construcción volcánica se realiza siempre siguiendo una única línea tectónica, por lo que dichas estructuras suelen presentar un marcado carácter rectilíneo. La concentración de los procesos de construcción volcánica en torno a la única directriz determina la formación de un edificio en tejado "a dos aguas", en el que la línea de cumbres coincide con dicho eje. Este hecho, unido a su naturaleza fundamentalmente basáltica, determina la edificación de un eje central donde se produce una gran concentración de conos volcánicos recientes, subrecientes e incluso históricos, que se imbrican, yuxtaponen y superponen, configurando alineaciones volcánicas densas.

Pero, además, el sistema de fracturación que guía la construcción de estos conjuntos volcánicos determina también, en cierta medida, la disposición de los materiales y su estructura interna. De este modo, las dorsales suelen estar constituidas por capas que están inclinadas suavemente hacia el mar desde los sectores de emisión, con buzamientos más o menos acusados en función de la altitud media alcanzada en el eje, presentando inclinaciones suaves que varían desde los 5 ó 10° en los edificios menos elevados, hasta buzamientos superiores a los 20° en el caso de las estructuras que alcanzan un mayor desarrollo en altura. No obstante, con independencia del grado de inclinación de dichos estratos, las distintas capas que constituyen estos edificios suelen buzar de modo perpendicular a partir de los ejes principales.

La construcción y el agrupamiento de conos volcánicos en estos ejes propicia un mayor crecimiento en altura de estos sectores, siendo por tanto los espacios donde las dorsales presentan sus mayores altitudes; frente a ellos, los dorsos, constituidos en lo esencial por coladas de lava muy fluidas y de largo recorrido, se disponen en origen como rampas lávicas de topografía más o menos tendida.

Además, la existencia de estos ejes constructivos determina también una distribución específica de los materiales; de este modo, mientras que en torno a los ejes o los núcleos principales, la estructura de las dorsales se resuelve a partir de la interestratificación de capas de coladas con abundantes productos piroclásticos, los dorsos se construyen casi de modo exclusivo a partir de mantos lávicos.

El carácter puntual de los fenómenos volcánicos, tanto desde un punto de vista espacial como temporal, favorece la coexistencia de formas resultantes del volcanismo con aquéllas que son consecuencia de los retoques erosivos, aunque estas últimas no llegan nunca a poseer un papel destacado. Sin embargo, la interferencia entre procesos de construcción volcánica y procesos erosivos no se realiza de una manera uniforme, pudiéndose distinguir áreas con distintos grados de remodelación erosiva. Así, mientras que en los sectores de cumbre los procesos dominantes son los constructivos y los retoques erosivos son poco importantes, en las vertientes de las dorsales sólo algunas erupciones esporádicas y el derrame ocasional de las coladas a favor de las pendientes remodelan parcialmente los dorsos, en los que, como consecuencia, suele existir un mayor equilibrio entre morfoestructuras y morfoesculturas. Por último, los sectores costeros, más alejados de los centros emisores, se ven afectados en menor proporción por los aportes lávicos, por lo que las formas erosivas son más destacadas y, por ello, las remodelaciones producidas por los materiales fluidos suelen ser más evidentes, al contrastar notablemente con las formas previas. Una de las características de estos sectores costeros es la existencia de plataformas lávicas, denominadas en Canarias "Isla Bajas", originadas como consecuencia del desbordamiento de coladas sobre los cantiles costeros preexistentes.

Estos hechos llevan aparejada, en líneas generales, la existencia de una red hidrográfica que afecta muy desigualmente al conjunto de las dorsales y que se caracteriza por su escasa jerarquización y envergadura, como se pone de manifiesto en el hecho de que muchas de las entalladuras carezcan de cabeceras. Ahora bien, en las dorsales más recientes (Cumbre Vieja en La Palma y Bilma-Abeque en Tenerife), el área no drenada caracteriza una gran parte de su superficie y las cuencas hídricas son muy alargadas, de órdenes bajos y algunas de ellas no alcanzan la línea de costa. Esto es debido a que en ambas construcciones es donde se produce la mayor concentración de edificios eruptivos por km² y el mayor volumen de materiales volcánicos recientes, existiendo, por ello, un predominio casi absoluto de las formas directas. Ahora bien, en dorsales más antiguas como la de Pedro Gil, la erosión torrencial ha dado lugar a cuencas alargadas, de órdenes habitualmente bajos aunque con máximos de 5, plantas irregulares, de escaso desarrollo transversal y en ocasiones individualizadas por sectores sin drenaje. Estos barrancos poseen cabeceras polilobuladas labradas sobre materiales piroclásticos del eje y tramos medios y bajos de escaso desarrollo transversal debido a su apertura sobre los acumulaciones de coladas menos proclives a la erosión (Dóniz *et al.* 1999).

Este, es, sin duda, el esquema general; no obstante, conviene señalar que la existencia de las líneas de debilidad, junto al carácter puntual del volcanismo, pueden favorecer la actuación de los procesos erosivos y dar lugar a remodelaciones de entidad en determinados sectores de estas estructuras complejas, tal y como sucede en las Dorsal de Pedro Gil en Tenerife, con la formación de la pequeña caldera de erosión del mismo nombre en el cráter del desaparecido estratovolcán de Arafo.

Una de las formas más controvertidas y polémicas que se asocian a alguna de estas dorsales son las amplias depresiones en herradura y abiertas al mar que se disponen en sus flancos. Algunos de estos grandes valles (Valles de La Orotava y Güímar en la dorsal de Pedro Gil, en Tenerife) han sido interpretados por autores como Buch 1825, Blumenthal 1961, Bravo 1953, 1962 y 1963, Coello 1973, Watts y Masson 1995 y Palomo *et al.* 1997 como generados por el desarrollo de grandes colapsos, deslizamientos gigantes, calderas explosivas, de colapso o de tipo trap-door, o relacionados con procesos tectónicos. Otros autores, Fritsch y Reiss 1868, Fúster *et al.* 1968, Araña 1971, son partidarios de la formación de las depresiones coincidiendo con un vano constructivo y generadas en esencia por la acumulación lateral de apilamientos lávicos; en base a esta última idea, otros autores como Martínez de Pisón y Quirantes 1990 y Palacios 1994, señalan que la morfología actual de estos valles es resultado de la expansión lateral de los valles intercolinares a partir de la actuación de procesos torrenciales intensos y de la interferencia de éstos con las coladas de lava que tapizan el fondo de las depresiones. Por tanto, se desarrollan como valles debido a la actuación continua de procesos alternantes: el desmantelamiento inicial de los relieves por la acción torrencial, el relleno posterior de los barrancos por coladas de lava y la inversión del relieve por la erosión de la base de las paredes de los valles (Palacios, 1994). La repetición de este proceso provocaría el retroceso progresivo de las paredes del mismo y por tanto su ensanchamiento lateral.

En definitiva, la diferenciación morfológica entre las distintas dorsales depende de factores tales como grado de potencialidad eruptiva, evolución geológica, articulación espacial de los elementos constituyentes y mayor o menor incidencia de la erosión.

2.2.3. Los Macizos Volcánicos Antiguos.

Constituyen las estructuras volcánicas complejas que más reiteradamente aparecen en el territorio nacional; en el Archipiélago canario configuran las penínsulas de Anaga, Teno y Roque del Conde, en Tenerife, los edificios de Famara y los Ajaches, en Lanzarote, Jandía y buena parte del sector central de la isla de Fuerteventura, toda el área septentrional de la Palma y las islas completas de La Gomera y Gran Canaria. En el área peninsular, sólo Cabo de Gata puede considerarse como un macizo volcánico antiguo.

Evidentemente, entre todas estas construcciones volcánicas existen matices de diferenciación, pero todas ellas constituyen espacios donde la erosión ha actuado prolongadamente, por lo que constituyen conjuntos totalmente desmantelados en los que es difícil encontrar formas volcánicas frescas. Aún así, las estructuras eruptivas directas pueden aparecer de forma esporádica y aislada en el paisaje, pero no introducen retoques importantes en el conjunto de su territorio; por ello, en los macizos volcánicos las formas y procesos que predominan son los erosivos.

Los macizos volcánicos antiguos del Archipiélago Canario corresponden a complejas estructuras volcánicas tabulares de carácter poligénico y edad Mio-Pliocena, construidas a partir de la asociación en el tiempo y en el espacio de múltiples eventos eruptivos. Se configuran así edificios volcánicos de gran volumen cuyos rasgos vienen definidos tanto por su adaptación a determinados sistemas de fracturación de la corteza, como por su particular evolución geológica y por la naturaleza y disposición de los materiales.

Estas grandes y complejas estructuras se edificaron, por tanto, durante los ciclos de volcanismo antiguo de las islas, esencialmente terciarios, y se caracterizan por su elaboración a partir de magmas poco diferenciados y de naturaleza basáltica. Este carácter básico es lo que explica su constitución a partir de dinámicas eruptivas moderadas, hawaianas o estrombolianas, con bajos índices de explosividad y rasgos efusivos marcados. No obstante, en ocasiones, la dilatada evolución constructiva sufrida por estas estructuras, posibilitó la presencia de materiales ácidos correspondientes a las fases magmáticas finales, por lo que los edificios que cuentan con estos caracteres muestran un mayor grado de complejidad morfológica (Gran Canaria y la Gomera); algo similar sucede en el Cabo de Gata, donde el proceso de diferenciación magmática permite el paso de materiales básicos a ácidos, tipo andesitas, dacitas y riolitas.

Durante estos ciclos antiguos se emitieron grandes volúmenes de materiales volcánicos en tiempos relativamente cortos, hasta originar edificios constituidos por complejas secuencias de coladas, por lo común de escasa potencia, y capas volcanoclásticas intercaladas, que se acumularon hasta dar lugar a complejos edificios, con espesores, en ocasiones superiores a los 1.000 metros.

La construcción de los macizos volcánicos antiguos es similar a las dorsales siguiendo una o varias líneas de debilidad de la corteza, que actúan como ejes donde se produce una gran concentración de aparatos volcánicos y centros eruptivos. Estos volcanes se disponen así siguiendo las directrices principales de las fisuras eruptivas; su articulación determina la planta general de los macizos y, en combinación con la magnitud y la mayor o menor pervivencia de los procesos volcánicos, su volumen y alzado. Existen, de este modo, conjuntos de marcado carácter lineal, con morfología en tejado a dos aguas, construidos en torno a una directriz única dominante, como ocurre con los macizos antiguos de Anaga y Teno, en Tenerife, o de Famara, en Lanzarote, o edificios en arco e incluso cupuliformes, edificados en el área de cruce de varias líneas estructurales, como sucede en el caso de la península de Jandía en Fuerteventura, y del sector septentrional de La Palma y de las islas de La Gomera y de Gran Canaria. Existen también otros macizos, como el de Los Ajaches y Cabo de Gata donde la intensidad del desmantelamiento ha sido tal que la reconstrucción del edificio volcánico original es difícil de llevar a cabo, lo que impide su adscripción a alguna de las estructuras citadas con anterioridad. En cualquier caso, parece evidente que el volumen y el alzado de estas construcciones volcánicas es tanto mayor cuanto más complejo es el sistema de fracturación que los ha generado y más compleja es su historia geológica, siendo por tanto los macizos antiguos del norte de La Palma, de La Gomera y de Gran Canaria los de mayor envergadura. En los edificios lineales, los tramos centrales presentan sus capas dispuestas de forma divergente a partir de la línea de cumbres, mientras que los extremos de este tipo de construcciones volcánicas y de los conjuntos cupuliformes o en arco suelen presentar sus capas dispuestas de modo pericinal. Las estructuras internas de estos macizos responden tanto a su asociación a conjuntos volcánicos de gran desarrollo longitudinal, cuya morfología muestra rasgos semejantes a los tejados a dos aguas de las dorsales volcánicas, como a estructuras de carácter cónico o en arco más o menos marcados, correspondientes a edificios de carácter troncocónico.

Ahora bien, estos relieves volcánicos no son sólo producto de fases eruptivas; su construcción durante las fases de volcanismo antiguo del archipiélago -entre los 20 y los 2 m.a. (Series Antiguas o Series I)- y 8 m.a. en el Cabo de Gata, provocan que su morfología actual sea resultado también de procesos ajenos al volcanismo, como son los de carácter erosivo.

La relativa antigüedad de las fases volcánicas constructivas determina que en los macizos antiguos las formas de erosión posean un papel destacado, hasta el punto de condicionar su morfología actual. La actuación de los procesos erosivos de modo ininterrumpido desde fines del Mioceno motiva la desaparición de las formas volcánicas directas hasta el punto de que uno de los rasgos más destacados de estas estructuras es, por un lado, la práctica ausencia de las mismas y, en contrapartida, el predominio de las formas volcánicas derivadas; por ello, son abundantes las mesas, los pitones y los diques, puestos en resalte como resultado de la erosión diferencial. En la sierra de Gata, el desmantelamiento ha destacado estas construcciones –pitones, dique, domos- devolviéndolas al paisaje como formas aparentemente estructurales (Martínez de Pisón, 1986). De este modo, las incisiones torrenciales organizadas en cuencas ovaladas y/u oblongas de cabeceras amplias y recorridos cortos, los grandes acantilados costeros de carácter abrupto, rocoso y de gran verticalidad, y las formas de acumulación sedimentaria adquieran en estos espacios un evidente protagonismo. La constante acción erosiva del mar ha provocado la disminución de la superficie original de estas construcciones volcánicas, hasta el punto que se hace difícil su reconstrucción original.



Figura 4. Macizo volcánico antiguo de Famara en Lanzarote visto desde el norte.

los macizos canarios interviene también de manera destacada, el mayor o menor grado de interferencia entre procesos erosivos y constructivos. Esta interferencia se produce tanto durante los períodos con predominio de la construcción volcánica, labrándose entonces valles y barrancos que condicionan el recorrido y la disposición de los últimos flujos lávicos, como durante los estadios finales, en los cuales los volcanes recurrentes se superponen como auténticos relieves postizos que se instalan en el interior de formas de erosión y que evidentemente condicionan su evolución posterior (Famara en Lanzarote).

2.3. LA ASOCIACIÓN DE ESTRUCTURAS POLIGÉNICAS: EDIFICIO TEIDE-CAÑADAS

Como hemos visto, las grandes unidades poligénicas suelen aparecer conformando conjuntos volcánicos individualizados; sin embargo, también es posible que estructuras complejas de distinto estilo se asocien y originen conjuntos más heterogéneos, caracterizados por una evolución geológica y geomorfológica muy compleja. Este es el caso del conjunto cimero de Tenerife, donde se produce la imbricación de estructuras complejas que son únicas en el territorio nacional.

Pese a estos caracteres comunes, cada uno de los macizos antiguos posee formas de relieve con personalidad propia que derivan de su antigüedad, de su particular modo de construcción, de la existencia o no de diferentes fases constructivas, de su edificación en torno a líneas estructurales de direcciones determinadas, de la naturaleza, estructura interna y disposición de los materiales que lo constituyen, del volumen, altitud, desniveles y configuración del edificio original, de los procesos de desmantelamiento a que se han visto sometidos y, como no, del ambiente climático en los que éstos han operado.

En la morfología actual de

El Teide-Cañadas se configura a partir de la asociación de varios conjuntos morfoestructurales siguiendo fracturas de rumbos NE-SW, NW-SE y N-S. La construcción de este complejo conjunto se inicia con el desarrollo del Edificio traquítico-fonolítico de Las Cañadas y se prolonga durante varios millones de años hasta la actualidad, primero con la formación de una gran caldera y luego con la edificación del Teide. Las últimas erupciones ocurridas en este sector corresponden al domo de Montaña Blanca hace 2020 años y Chahorra en 1798.

El Edificio Cañadas es el más antiguo y corresponde a un sistema de dorsales de tipo domático que se cruzaban ortogonalmente y que aparecían articuladas entre sí siguiendo directrices de rumbo NE-SW y NW-SE, que aún hoy puede seguirse a través de los picos dominantes de Guajara, Pasajirón y Topo de la Grieta. El edificio constituye una unidad estructural edificada a partir de la emisión ininterrumpida (Araña, 1971) de coladas de lavas de escaso recorrido y gran potencia, intercaladas con materiales piroclásticos, que varían desde los basaltos alcalinos a las fonolitas y traquitas y a tipos intermedios de traquibasaltos.

En el Edificio Cañadas es posible reconocer dos unidades estratigráficas, la inferior cuya edad oscila entre los 3 y 2 m.a. y la superior entre los 1,56 y 0,17 m.a. (Martí *et al.*, 2000). Su morfología actual está caracterizada por la existencia de una amplia caldera abierta al norte resultado de la destrucción tectovolcánica del Edificio Cañadas.

La caldera de Las Cañadas constituye uno de los mejores ejemplos de este tipo de estructuras en el mundo; se trata de una depresión abierta al norte y de forma elíptica, con unos 16x9 Km de diámetro y una profundidad máxima de 600 en Guajara. Esta apertura es la causa de la ardiente polémica suscitada respecto a su origen, de modo que ha sido interpretada como caldera de subsidencia, colapso vertical o de deslizamiento. Respecto a su origen, los datos estratigráficos, estructurales, volcanológicos, petrológicos, geocronológicos y geofísicos sugieren que la caldera de Las Cañadas es resultado de múltiples colapsos verticales como consecuencia de migración sucesiva de la cámara magmática desde el W-E (Martí *et al.*, 2000). La actividad explosiva de gran violencia permitió un desalojo brusco de las cámaras magmáticas que no pudieron ser rellenadas con la misma rapidez, dada la viscosidad del magma originario, lo que ocasionó el colapso vertical de edificio superior por falta de sustentación. La depresión de Las Cañadas está, en realidad, formada por la coalescencia de tres calderas: las más antigua, formada hace unos 1,02 m.a. es la de Ucanca, la intermedia, Guajara, tuvo lugar en torno a los 0,57 m.a. y la más reciente es la de Diego Hernández hace 0,17 m.a. (Martí *et al.*, 2000). La inexistencia del dorso del Edificio Cañadas ha sido interpretado como un colapso del flanco norte del antiguo edificio previo a la formación de la caldera (Martí *et al.*, 2000). Geomorfológicamente, la caldera de Las Cañadas puede ser considerada como mixta, puesto que en su génesis intervienen, también, pequeños deslizamientos y fenómenos erosivos que han desmantelado parte del conjunto.



Figura 5. El estratovolcán Teide desde el Llano de Ucanca (Dibujo de Eduardo Martínez de Pisón).

La última fase de la edificación del Complejo Central tinerfeño está caracterizada por la formación de un espectacular estratovolcán poligénico doble, Teide-Pico Viejo, que se superpone a las estructuras previas. Esta morfoestructura inicia su construcción hace aproximadamente unos 179.000 años en el atrio de la caldera y de forma excéntrica a la misma, cerrando la depresión por el norte. Se trata de un edificio doble, pues cuenta con dos cráteres principales: el Pitón del Teide y Pico-Viejo, alineados en torno a una directriz NE-SW. Constituye un conjunto magmático independiente de Las Cañadas, pues empieza con la emisión de rocas basálticas para terminar emitiendo rocas traquíticas y fonolíticas. La altitud alcanzada ocasiona que durante sus últimos episodios eruptivos la lava no tenga la presión hidrostática suficiente como para alcanzar las bocas principales. Los flancos se rasgan entonces por los sectores de mayor debilidad dando lugar a la formación de una orla de edificios domáticos, cuya última erupción data de hace 2020 años (Ablay *et al.*, 1995).

Como consecuencia de esta compleja evolución, en la morfología actual de esta macroestructura pueden diferenciarse varias unidades morfoestructurales. Un dorso correspondiente a los flancos del Edificio Cañadas, un escarpe resultado del desplome del antiguo edificio, un atrio correspondiente al fondo de la depresión generada por desplome y un estratovolcán cuyas lavas rellenan total o parcialmente los atrios.

Las remodelaciones más importantes están asociadas a los procesos torrenciales, los fenómenos de gravedad y las acciones erosivas debidas al hielo-deshielo que traducen una evolución morfoclimática compleja del sector cimero de Tenerife (Romero *et al.*, 1994). La erosión hídrica se centra sobre todo en el dorso, surcado por barrancos bien definidos de disposición radial como corresponde a su apertura y evolución sobre los restos de un edificio troncocónico. La formación de estos valles debió ser previa al colapso, pues muchos de ellos perdieron parte de sus cabeceras. En el resto de las áreas la relativa juventud de los materiales emitidos determina la existencia de sectores sin drenaje superficial concentrado (Romero *et al.*, 1999), mientras que en el atrio el cierre de la salida de las aguas corrientes por las coladas del Teide-Pico Viejo ha dado lugar a la formación de amplios llanos endorreicos (Llano de Ucanca). Las formas asociadas a procesos de gravedad están bien representadas al pie del frente escarpado de Las Cañadas en las potentes acumulaciones detriticas. No obstante, las formas predominantes son las características de una alta montaña subtropical, con predominio de procesos ligados a la acción del hielo-deshielo de carácter periglaciar, en parte relictos y en parte activos. La carencia de otros mecanismos morfogenéticos de cierta importancia, hacen de estos procesos crionivales una de las más activas dinámicas modeladoras del alto Tenerife (Quirantes *et al.*, 1994).

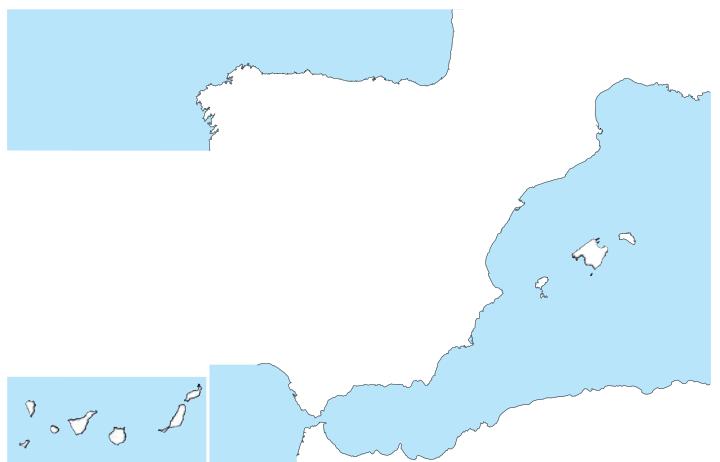
3 BIBLIOGRAFÍA

- Ablay, G. Ernst, G. Martí, J. y Sparks, R. (1995). *The 2ka subplinian eruption of Montaña Blanca. Tenerife*. Bull. Volcanol. 57. 337-355.
- Ancochea, E (1982). *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Tesis Doctoral. Fac. Geológicas. Univ. Complutense de Madrid, 440 p.
- Araña, V. (1971). *Litología y estructura del Edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias)*. Estudios Geológicos, 27. 95-135.
- Araña, V. y Vegas, R. (1974). *Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc*. Tectonophysics, 24. 197-212.
- Araña, V., Aparicio, A., Marín , C., García-Cacho, L., Ortiz, R., Vaquer, R., Barberi, F. Ferrera, G. Albert, J. y Gassiot, X. (1983). *El volcanismo neógeno-cuaternario de Cataluña: caracteres estructurales, petrológicos y geoquímicos*. Acta Geológica Hispánica, 18. 1-17.
- Araña, V. y Ortiz, R (1984). *Volcanología*. C.S.I.C.-Editorial Rueda. Madrid. 510 p.
- Bravo, T. (1953). *Lacerta Máxima: la fauna continental extinguida en el Pleistoceno de las Islas Canarias*. Estudios Geológicos, 9. 7-34.
- Bravo, T. (1962). *El circo de Las Cañadas y sus dependencias*. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 60. 93-108.
- Bravo, T. (1963). Conferencia pronunciada el 5 de nov. De 1962 en la Real Sociedad Económica de Amigos del País. Anuario Instituto de Estudios Canarios. 8. 2-13.

- Blumenthal, M. (1961). *Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias con datos sobre Madeira*. Bol. Geol. Min. 73. 3-130
- Buch, L. (1825). *Physicalische Beschreibung der Kanarischen Inseln*. Berlin.
- Cas, R. Y Wright, J. (1987). *Volcanic successions: modern and ancient*. Allen & Unwin. London, 528 p.
- Coello, J. (1973). *Las series volcánicas en subsuelos de Tenerife*. Estudios Geológicos, 29. 491-512.
- De la Nuez, J., Alonso, J. y Quesada, M. (1997). *Los volcanes de los Islotes al Norte de Lanzarote*. Ed. Torcusa. Fundación César Manrique. Madrid. 223 p.
- Dóniz Páez, J. (2001a). *La remodelación torrencial de los edificios volcánicos basálticos simples de Tenerife*. Actas del XVII Congreso Nacional de Geografía. Oviedo. 154-158.
- Dóniz Páez, J., Armas Ayala, V. y Romero Ruiz, C. (1999). *Organización espacial de la actividad eruptiva en la dorsal volcánica de Pedro Gil (Tenerife, Islas Canarias)*. Actas del XVII Congreso Nacional de Geografía. Málaga. 81-89.
- Dóniz Páez, J. Armas Ayala, V. y Romero Ruiz, C. (2000). *Unidades geomorfológicas del Macizo Volcánico Antiguo de Famara (Lanzarote, Islas Canarias)*. En: Geomorfología para el Tercer Milenio y Sociedad. Madrid. SEG. UCM.
- Dóniz Páez, J. (2001b). *La influencia de la topografía en las características morfológicas y morfométricas de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife (Islas Canarias)*. Cuaternario y Geomorfología, 15 (3-4). 127-131.
- Fritsch, K. Y Reiss, W. (1868). *Geologische Beschreibung der Insel Tenerife*. Wurster and Co, Winterthur. 496 pp.
- Fúster, J., Araña, V., Brandle, J. Navarro, M., Alonso, U. y Aparicio, A. (1968). *Tenerife*. Instituto Lucas Mallada, CSIC. Madrif. 218 p.
- Hernán, F. (2001). *Estructura geológica*. En Fernández, J. y Martín, J. (Dir). *Naturaleza de las Islas Canarias. Ecología y Conservación*. Turquesa. Sta Cruz de Tenerife. 59-64.
- Martí, J. Mitjavilla, J. y Araña, V. (1994). *Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands)*. Geol. Mag. 131 (6). 715-727.
- Martí, J. y Gudmundsson, A. (2000). *The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration*. Journal Volcanology Geothermal Research, 103. 161-173.
- Martínez de Pisón, E. (1986). *Los volcanes de la España peninsular*. En Romero, C. Quirantes, F. y Martínez de Pisón, E. *Los volcanes*. Alianza. 177-256.
- Martínez de Pisón, E. y Quirantes, F. (1981). *El Teide: estudio geográfico*. Interinsular Canaria. Sta Cruz de Tenerife. 171 p.
- Martínez de Pisón, E. y Quirantes, F. (1990). *El relieve de Canarias*. En Romero (ed.) *Jornadas de campo sobre geomorfología volcánica*. nº 5. 3-76.
- Palacios, D. (1994). *The origin of certain wide valleys in the Canary Islands*. Geomorphology, 9. 1-18.
- Pallí, L y Pujadas, A. (1999). *El campo volcánico catalán*. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (7.3). 229-236.
- Palomo, C., Acosta, J., Sanz, J., Herranz, P., Muñoz, A., Uchupi, E. y Escartin, J. (1997). *Morphometric interpretation of the northwest and southeast slopes of Tenerife. Canary islands*. J. Geophys. Res. 102. 20325-20342.
- Paradas, A. y Fernández, S. (1984). *Estudio vulcanológico y geoquímico del maar de la Caldera del Rey (Canarias)*. Estudios Geológicos, 40. 285-313.
- Poblete, M. A. (1994). *El relieve volcánico del campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Junta de comunidades de Castilla-La Mancha, Departamento de Geografía Universidad de Oviedo. Gijón. 467 p.

- Quirantes, F. Martínez de Pisón, E. (1994). *El modelado periglaciar de Canarias*. En Gómez Ortiz, A., Simón, M. y Salvador, F. (ed). *Periglaciarismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. Monografía de la SEG nº 7. 203-216.
- Romero Ruiz, C. (1986). *Aproximación a la sistemática de las estructuras volcánicas complejas de las Islas Canarias*. Ería, 11. 211-223.
- Romero Ruiz, C. (ed) (1990). *Jornadas de campo sobre geomorfología volcánica*. SEG. 5. Zaragoza, p. 343.
- Romero Ruiz, C. (1991). *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario*. 2 tomos Consejería de Política Territorial, Gobierno de Canarias. Sta Cruz de Tenerife. 1463 p.
- Romero Ruiz, C. (2002). *El relieve de Lanzarote*. Cabildo Insular de Lanzarote.
- Romero, C., Martínez de Pisón, E., Quirantes, F. y Luis, M. (1982). *Morfología del sistema eruptivo de Timanfaya, Montañas del Fuego y Pico Partido*. Anuario del Dpto. de Geografía de la Universidad de La Laguna, 64-85.
- Romero, C. Martínez de Pisón, E. Quirantes, F. Armas, V. (1994). *Morphoclimatic evolution of the Las Cañadas and Teide*. En European laboratory volcanoes: Teide. Definition of the fine structure and plumbing system aimed at eruption prediction, hazard assessment and eruptive mechanisms understanding. Progress Report. 143-144.
- Romero, C. Yanes, A. Beltrán, E. y Díaz, C. (1999). *La incidencia de los factores morfoestructurales en la configuración del sistema de drenaje de Tenerife*. XVI Congreso de Geógrafos Españoles. AGE. Málaga. 263-271.
- Romero, C., García-Cacho, L., Araña, V., Yanes, A. & Felpeto, A. (2000). *Submarine volcanism surrounding Tenerife, Canary Islands: implications for tectonic controls, and oceanic shield forming processes*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 103. 105-119.
- Takada, A. (1994). *The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and poligenetic volcanism*. J. Geophys. Res. 99 (B7), 13563-13573.
- Watts, A. y Masson, D. (1995). *A giant landslide in the north flank of Tenerife, Canary Islands*. J. Geophys. Res. 100. 24487-24498.

II b
REGIONES SUBMARINAS





EL MARGEN CONTINENTAL DEL LEVANTE ESPAÑOL Y LAS ISLAS BALEARES

V. Díaz del Río Español y L. M. Fernández Salas

*Instituto Español de Oceanografía. Puerto Pesquero s/nº, 29640 Fuengirola (Málaga).
E-mail: diazdelrio@ma.ieo.es; luismi.fernandez@ma.ieo.es*

1. INTRODUCCIÓN

El margen continental del levante español comprende la zona sumergida desde el Cabo de Creus (Gerona) y Cabo de Gata (Almería), incluyendo las islas que componen el promontorio Balear.

En términos de cuenca marina, nos encontramos en la fachada oriental de la Península Ibérica, que sirve de borde, geográfico y geológico, a la Cuenca Mediterránea Occidental. Enlaza en su mitad septentrional con la Cuenca Provenzal a través de la Llanura Abisal Balear, mientras que su sector meridional lo hace con la Cuenca Algero-Balear. Los contactos del margen con ambas cuencas se resuelven de manera muy desigual (Stanley *et al.*, 1976; Serra *et al.*, 1979) pues, mientras la primera lo hace con relieves suaves dominados por depósitos característicos de márgenes sedimentariamente bien nutridos, la segunda presenta un contacto de marcado carácter tectónico, representado por los escarpes de Emile Baudot y Mazarrón.

2. ÁREAS MORFOESTRUCTURALES

Con el fin de facilitar una mejor comprensión de los rasgos geomorfológicos dominantes, y a pesar de que no resulta fácil establecer un claro vínculo entre las grandes unidades geomorfológicas en los márgenes continentales mediterráneos de la Península Ibérica, éstos se pueden agrupar en dos grandes áreas atendiendo a la impronta que dejan los grandes conjuntos morfoestructurales continentales (Zazo *et al.* 2001).

2.1. MARGEN CONTINENTAL COSTERO-CATALÁN E IBÉRICO

Se localiza entre el Cabo de Creus y el Cabo de La Nao (Alicante). Es un margen predominantemente progradante con un reducido sector de tipo intermedio en el entorno del Golfo de Rosas. Edificado bajo la influencia de la Cordillera Costero Catalana y del Sistema Ibérico, pueden diferenciarse dos claros dominios, uno situado en la mitad septentrional (Dominio Costero Catalán) y el otro en la mitad meridional (Golfo de Valencia).

2.1.1. El Dominio Costero Catalán

Este dominio posee una dirección preferente NE-SO de notable influencia tectónica, impuesta por la orientación de la Cordillera Costero Catalana, fenómeno que se percibe tanto en el litoral como en el propio margen continental (Medialdea *et al.*, 1986, 1989, 1994). En esta cordillera se distingue, una unidad interna o prelitoral y una unidad externa o marina frente a la que se desarrolla una, estrecha y continua llanura litoral que caracteriza este tramo de la costa. Son abundantes los ríos (Ter, Torberá, Besós, Llobregat,

Francolí, Ebro, entre otros) que desembocan en este litoral y es importante el papel que desempeñan, tanto como generadores de importantes depósitos fluviales y deltaicos como por la relación que guardan con los abundantes valles y cañones submarinos, que son uno de los rasgos morfológicos más característicos en este margen mediterráneo (Checa *et al.*, 1988; Serra y Verdaguer, 1983). El rasgo dominante de las formas de acumulación en las desembocaduras de los ríos de este dominio es la morfología deltática. Entre los deltas conocidos sobresalen los del Ebro y Llobregat. El Delta del Ebro, el de mayor importancia, ocupa una superficie de unos 350 Km² con un volumen sedimentario estimado en unos 28 km³ (Barnolas *et al.*, 1996), desempeña un papel determinante en la edificación del margen continental, incluyendo un área de influencia que alcanza unos 70 km en dirección al Valle de Valencia. Se calcula que la descarga total anual estimada para tiempos históricos se aproximaría a unos 50 millones de toneladas al año, cantidad que se ha reducido drásticamente en los tiempos actuales para los que se estima una descarga de unos 3,5 millones de toneladas. Esta reducción en el volumen de aportes sólidos es general en todos los ríos, haciéndose particularmente notorio en los deltas, y es causa de importantes fenómenos de erosión en las líneas de costa y de su retroceso tierra adentro. En el conjunto de la cuenca mediterránea, únicamente le superan en aportes el Delta del Nilo y el Delta del Ródano.

El tipo morfológico dominante en el infralitoral es el prisma sedimentario, muy bien desarrollado, con una marcada geometría en cuña, de extensión variable, cuyo borde distal alcanza en algunos casos la plataforma interna/media. Se encuentra recubierto, por lo general, de una capa de fango que ha sido transportada por la deriva litoral, procedente de los aportes del Río Ebro, que suaviza mucho los relieves. El edificio deltaico del Ebro (Guillén y Díaz, 1990; Díaz *et al.*, 1990) presenta diversas formas deposicionales relacionadas con los ambientes sedimentarios en los que se han formado, destacando los canales con bordes de desbordamiento, los lóbulos de talud y los abanicos profundos (Nelson y Maldonado, 1990).

La plataforma continental en todo este margen tiene un desarrollo muy desigual, fenómeno que se hace particularmente evidente por las grandes variaciones que se observan en su amplitud. Observada de norte a sur, tiene un desarrollo relativamente reducido hasta la altura de Tarragona. Las menores anchuras se localizan en la zona de margen intermedio, en el extremo septentrional del Dominio Costero-Catalán, donde las cabeceras de los cañones inciden sobre la plataforma continental. Los valores más bajos en su anchura se alcanzan al norte del Delta del Ebro (entre 15 y 25 km) mientras que los más elevados se encuentran al sur de éste (85 km), alcanzando los 66 km frente al delta, donde el gradiente de la pendiente en los ambientes de prodelta es moderado (0,1°-0,5°) siendo menor de 0,1° en la plataforma externa (Verdaguer, 1983; Díaz *et al.*, 1990). Se han identificado tres tipos de relieves positivos relacionados con el delta, dos de ellos de carácter deposicional (campos de barras de arena y cuerpos tabulares arenosos) y un tercero de carácter erosivo (fondos encostrados). Los campos de barras de arena se encuentran a unos 100 m de profundidad y alcanzan alturas de 3 a 5 m. Los cuerpos tabulares se forman paralelamente a las isobatas, a una profundidad de unos 90 m, con una gran extensión próxima a los 32 km de largo y 2 km de ancho alcanzando alturas de 11 m. Por último, los fondos endurecidos y encostrados se encuentran entre 70 y 80 m de profundidad y llegan aemerger sobre el fondo unos 10 m (Díaz *et al.*, 1990). Dominan los relieves de génesis tectónica o que están influenciados por la proximidad del basamento a la superficie (Figura 1). En el extremo meridional, y próximo a la ruptura de pendiente, se encuentran los afloramientos volcánicos que constituyen las Islas Columbretes, que son un grupo de ocho islas localizadas a unos 50 km aguas afuera de la línea de costa que emergen desde una profundidad de unos 90 a 100 m. Son también importantes las morfologías erosivas correspondientes a extensas superficies de abrasión, así como las barras calcareníticas, ocasionalmente subaflorantes, que se disponen subparalelamente a la costa.

La ruptura de la plataforma se encuentra entre los 110 y los 160 m. Es precisamente este último valor el que se observa frente al Delta del Ebro, donde el límite entre la plataforma y el talud está muy bien marcado (Maldonado, 1977). Sobre el talud continental destacan, como morfologías de carácter mixto (erosivas y tectónicas), los cañones submarinos, entre otros, de La Fonera, Blanes y Francolí (Alonso *et al.*, 1984, 1991). En los cañones, y a lo largo de sus paredes, se producen algunos deslizamientos de carácter menor (Got y Stanley, 1974) que se concentran principalmente en las vertientes meridionales. Dentro de la tipología gravitacional destaca, por sus grandes dimensiones, el deslizamiento BIG'95 que deja al descubierto una amplia cicatriz de despegue (Lastras *et al.*, 2002) Entre las morfologías deposicionales hay que señalar el Sistema Turbídítico del Ebro (Alonso *et al.*, 1985; Alonso y Maldonado, 1990; Alonso, 2000) que se compone de un conjunto de seis lóbulos de talud, elongados en sentido de la pendiente, que alcanzan el fondo del Canal de Valencia (Nelson *et al.*, 1983/1984; Nelson y Maldonado, 1998). El ascenso continental enlaza con la llanura abisal de una forma suave, gracias a la continuidad que muestra el aporte procedente de los nutridos márgenes progradantes que ocupan toda esta zona de la Cuenca Mediterránea Occidental y que se

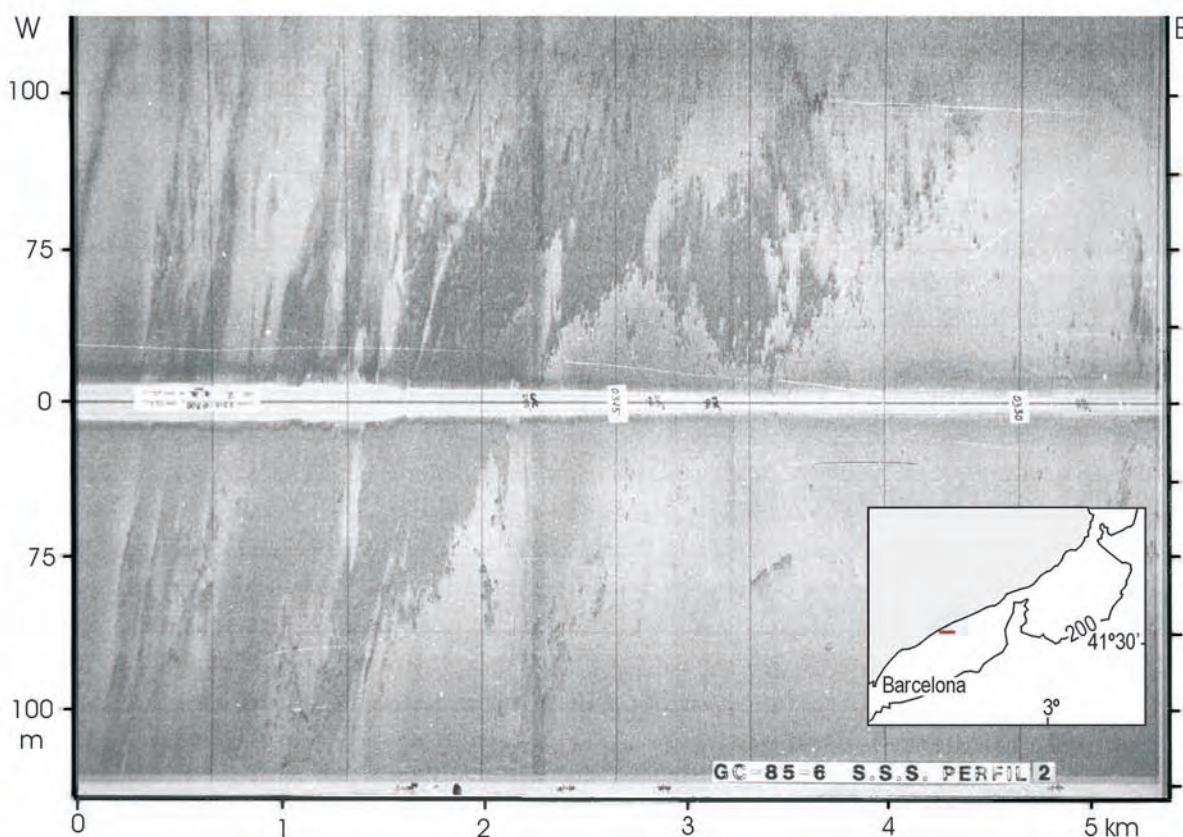


Figura 1. Sonar de Barrido Lateral donde se observan resaltes morfológicos de orientación N a NNE en la zona de litoral originados por afloramientos rocosos (Medialdea et al., 1989).

surten, fundamentalmente, de los aportes del Río Ródano y del Río Ebro. Al norte de la zona, y sin relación con los sistemas descritos, se observa el extenso Sistema Turbídítico del Ródano.

2.1.2. El Golfo de Valencia

Esta zona comprende desde el borde meridional de la Cuenca del Ebro hasta el Cabo de La Nao. Los ríos que desembocan en la costa (Palancia, Turia, Jucar, Serpis, entre otros), a pesar del poco caudal que ahora presentan, han mantenido sin embargo una gran actividad durante el Cuaternario reciente, habiendo transportado una gran cantidad de carga sólida que se ha acumulado en el litoral generando depósitos prodeltaicos que provocan lobulaciones en la línea de costa y que, en algunos casos, se presentan formando secuencias imbricadas en la zona infralitoral y la plataforma interna (Acosta et al., 1986; Goy et al., 1987). Al sur, marcando el límite meridional de este dominio, las Unidades Externas del Conjunto Bético se prolongan en el margen continental, produciendo un tránsito drástico de un margen de tipo progradante a otro de tipo intermedio (Fumanal et al., 1992, 1993).

A lo largo del Golfo de Valencia se han reconocido depósitos de cuña infralitorales, siendo también frecuente encontrar, distribuidas a modo de formaciones fitobentónicas, extensos campos elongados de *Posidonia oceanica* asentadas en el dominio infralitoral medio y distal, que desempeñan una importante función como captadoras de sedimento sometido a la deriva litoral y a la vez como generadoras de importantes acumulos de sedimentos biogénicos (Giró y Maldonado, 1983).

En el tramo comprendido entre Valencia y el Cabo de La Nao, se produce un estrechamiento considerable de la plataforma continental, tomando valores medios que oscilan alrededor de los 35 km. La tipología morfológica es muy variada y, en parte, se debe a la influencia que ejercen, en cada una de sus áreas de influencia, las directrices impuestas por los conjuntos bético e ibérico, así como por las variaciones relativas

del nivel marino durante el Cuaternario. Destacan algunos tipos morfológicos de carácter deposicional, como los prodeltas, las barras y ondas de arena y fango de grandes dimensiones (Rey y Díaz del Río, 1981a), los *megaripples*, así como los de carácter erosivo, como son los cordones calcareníticos correspondientes a antiguas líneas de costa y las terrazas submarinas con bordes escarpados y aflorantes (Rey y Díaz del Río, 1983a). Las trazas que imprime la neotectónica, mediante el rejuego de fallas antiguas y la generación de otras recientes, producen una secuencia de escarpes que estructuran la plataforma con un relieve en graderío hacia la cuenca (Rey y Díaz del Río, 1983b). Este relieve se continúa más allá de la ruptura de pendiente (situada entre los 140 y los 160 m de profundidad) en el talud continental superior, constituyendo la cabecera del Canal de Valencia, que constituye la unidad fisiográfica más destacada de todo este dominio del margen que se está considerando (Rey y Díaz del Río, 1984).

El talud continental está ocupado en su mayor parte por la Surco de Valencia (Alonso *et al.*, 2000), de génesis tectónica (Rehault *et al.*, 1985), a lo largo de cuyo fondo discurre el canal del mismo nombre, al que tributan sus aportes toda una extensa red de drenaje encajada en el propio talud (O'Connell *et al.*, 1985), transportando sedimentos hacia la cuenca profunda, proceso que ha estado controlado en gran medida por las variaciones del nivel del mar durante el Plio-Cuaternario (Palanques *et al.*, 1994; Palanques *et al.*, 1995). Son así mismo abundantes los deslizamientos en el talud superior que generan una morfología ondulada a lo largo de la pendiente (Díaz del Río *et al.*, 1986). En el ascenso continental del Surco de Valencia, se observa la presencia del Sistema Turbídítico de Valencia (Maldonado *et al.*, 1985a y b), de amplia morfología lenticular, lobulada y elongada hacia la cuenca (Morris *et al.*, 1998).

2.2. EL MARGEN CONTINENTAL BÉTICO Y DE LAS ISLAS BALEARES

Está constituido por la prolongación hacia el mar del conjunto bético, incluyendo el Promontorio Balear y el área comprendida entre el Cabo de La Nao y el Cabo de Gata. Está edificado en un área influenciada por la estructuración de las Cordilleras Béticas, razón por la cual está dominado por las directrices que le impone dicho conjunto. Las estructuras dominantes se ciñen a la dirección bética (NE-SO), condicionando la práctica totalidad de sus rasgos morfológicos. Es, en su mayor parte, un margen de tipo intermedio aunque también se reconocen dos sectores de tipo abrupto que se sitúan en la fachada meridional de las islas de Mallorca y Menorca, y frente al tramo de costa comprendido entre los cabos de Palos y de Gata. Atendiendo a su ubicación geográfica podremos diferenciar dos sectores:

2.2.1. El Promontorio Balear

Compone esta unidad el conjunto insular balear y los márgenes continentales que lo flanquean. Existen sensibles diferencias geomorfológicas entre su fachada septentrional y meridional (Mauffret, 1970; Maldonado y Canals, 1982), razón por la cual se tratarán separadamente, contemplando además la singularidad de la zona central que separa ambas fachadas.

2.2.1.1. La Fachada Septentrional

El desarrollo del litoral y las formas de relieve dominantes están en intima relación con la localización de los sistemas montañosos que dominan en las islas de Ibiza, Mallorca y Menorca. El margen continental de esta fachada, en su conjunto, constituye la vertiente sur del Canal de Valencia y se encuentra surcado por una densa red de drenaje, compuesta por pequeños valles y cañones, a lo largo de la cual se transportan los sedimentos desde el borde de la plataforma hasta el fondo del valle.

La plataforma continental de las islas de Mallorca y Menorca, que forman una sola unidad independizada a su vez de la de Ibiza y Formentera, es muy reducida. Su ruptura de pendiente se produce, de una manera desigual, a distancias muy próximas a la línea de costa y a una profundidad que oscila entre los 139 m (Acosta *et al.*, 2003) y los 160 m (Zazo *et al.*, 2001). Dominan las morfologías de depósito sobre las erosivas, con extensos cuerpos sedimentarios (relleno de plataforma) compuestos fundamentalmente por arenas biogénicas que se distribuyen a lo largo del litoral y de la plataforma. Hay que destacar la presencia de un conjunto, bastante continuo, de barras submarinas localizadas a una profundidad próxima a los 70 m, que alcanzan alturas de 3 a 5 m y que se relacionan con episodios de estabilización del nivel del mar durante el Cuaternario. En la plataforma de Ibiza se incrementa la presencia de rasgos de carácter estructural que favorecen la génesis de deslizamientos en el talud superior. Este control estructural también se manifiesta

en la propia morfología de la ruptura de pendiente, donde las trazas de fracturación de dirección bética y NO-SE son evidentes.

El tipo morfológico predominante en el talud continental es de carácter tectosedimentario, observándose algunos deslizamientos y cicatrices de despegue que siguen la dirección de algunas fallas activas que afectan también a la plataforma. Este fenómeno es especialmente perceptible al NO de la Isla de Mallorca, donde la ruptura de pendiente es muy difusa y, frente a ella, existe un amplio deslizamiento de carácter masivo que alcanza el fondo del Canal de Valencia. Son también frecuentes los *pockmarks* asociados a los escapes de gases que se producen en el interior de los sedimentos y que dependen, en gran medida, de la granulometría de los propios sedimentos y de la porosidad de los depósitos. Las zonas distales de la bahía han podido acumular materia orgánica que ha quedado posteriormente soterrada; la presencia de fenómenos de desestabilización gravitacional puede provocar la liberación, o la remobilización, del gas acumulado en el sedimento y alcanzar, posteriormente, la superficie del fondo produciendo pequeñas concavidades en los lugares donde se produce el escape.

2.2.1.2. La Zona Central

Particular interés tienen las zonas de plataforma y talud continental desarrolladas en la dirección bética, a lo largo de la cual se observa una mayor extensión del dominio infralitoral, especialmente notable en las áreas de bahía (Mallorca, Pollensa, Alcudia). Se caracterizan por sus fondos aplacerados con suaves pendientes aguas afuera y abigarrados poblamientos de *Posidonia oceanica*, lo que les imprime una gran variedad morfológica a pequeña escala y una fuente de aportes biogénicos muy considerable (Rey y Díaz del Río, 1985). Estas bahías se interpretan como formas residuales de la evolución reciente de la Cuenca de los Llanos de Palma (Díaz del Río y Rey, 1987), actualmente cubiertas por el mar, que ha originado, en la Bahía de Palma, una densa red de paleocanales (Mateu et al., 1985a) fuertemente jerarquizada que finaliza en las inmediaciones de la actual ruptura de pendiente (Díaz del Río et al., 1993). Los tipos morfológicos dominantes son los deposicionales (*ripples*, barras y formas de relleno de paleocanales) con una presencia importante de los tectónicos (escarpes submarinos) y de los erosivos (terrazas y plataformas de abrasión).

Hacia el NE, el talud es más abrupto, reflejando un mayor control estructural, que se pone de manifiesto con el Escarpe de Menorca que marca el límite oriental del promontorio balear. Al pie de este escarpe se localiza una pequeña depresión elongada de dirección NO-SE frente a la cual se desarrolla un cuerpo deposicional de carácter contornítico (Velasco et al., 1996; Baraza et al., 2000).

2.2.1.3. La Fachada Meridional

Muestra unos rasgos morfológicos muy diferentes a los descritos en la fachada septentrional, aspecto que se hace más evidente aguas afuera de la ruptura de pendiente. Las lineaciones de la fracturación de dirección NO-SE son muy claras y producen una gran variedad de relieves en todo el margen continental, particularmente en los dos canales interinsulares principales (Mallorca-Ibiza y Mallorca-Menorca). La plataforma continental es muy reducida, y está cubierta en su zona interna y media por sedimentos de carácter biogénico con morfologías similares a las descritas en la fachada septentrional. Destacan, sin embargo, las formas erosivas frente a las deposicionales, siendo la más característica el conjunto de terrazas dispuestas escalonadamente a diversas profundidades y compuestas por sedimentos carbonatados de carácter recifal. Estos aterrazamientos son muy continuos en toda la plataforma meridional de las islas mayores y generan un conjunto de morfologías asociadas como son, entre otras, los canales profundamente excavados y las bioconstrucciones. La ruptura de pendiente, que se produce a profundidades comprendidas entre los 120 y 150 m, sigue un trazado rectilíneo entorno a la Isla de Mallorca mientras que se presenta con una morfología lobulada frente a las islas de Menorca e Ibiza.

Al sur de la Isla de Menorca, a unos 5 km de la costa, se produce una escarpada incisión en la plataforma continental, a partir de la isobata de 80 m aproximadamente, que constituye la cabecera del Cañón de Menorca (Maldonado y Stanley, 1979). Este es el rasgo morfológico más importante del talud continental en esta zona. El eje principal del cañón sigue un trazado algo sinuoso debido a la presencia de algunos relieves (montes Jaime I y Colom), probablemente volcánicos, que desvían localmente su curso (Acosta et al., 2003). Su amplia cabecera es de geometría oval con evidentes rasgos de poseer una estructura en graderío, que ocupa la práctica totalidad del canal interinsular de Menorca. Contrastan en esta cabecera, las morfologías gravitacionales debidas a los deslizamientos en masa (Ballesteros et al., 2000), frente a las incisiones erosivas del

angosto canal principal del cañón submarino que se localiza en las inmediaciones del litoral menorquín. En realidad, se trata de un complejo sistema de valles submarinos, tributarios del cañón principal, que alimentan el sistema turbidítico que se desarrolla formando un amplio abanico que enlaza con la cuenca profunda.

El canal interinsular entre Mallorca e Ibiza presenta mayores profundidades que el existente entre Mallorca y Menorca. Por esta razón, la plataforma continental de Ibiza aparece completamente aislada e independizada de la plataforma peninsular y de aquella que rodea a las otras dos islas mayores. El centro del canal lo ocupa un amplio valle submarino, de clara génesis tectónica, que posee una forma muy irregular, con vertientes suaves y una depresión central. La marcada impronta tectónica, de dirección NE-SO y NO-SE, se refleja en la morfología de los diversos montes submarinos que se han descrito en la zona, entre los que destacan: Oliva, Ausias Marc y Emile Baudot. La propia fracturación de los montes submarinos y los desplazamientos relativos que experimentan, por efecto de las fallas, constituye uno de los rasgos morfológicos más notables de esta zona del margen. El vulcanismo, con numerosos relieves en forma de pitón, es un fenómeno que está muy presente en las laderas de este valle y que se concentra, principalmente, en el entorno del monte submarino de Emile Baudot. Este monte submarino, con morfología cónico-truncada, es el que posee mayores dimensiones de todos los anteriormente mencionados. Tiene una morfología elongada en la dirección bética y se interpreta como un relieve residual, alineado con la isla de Cabrera, que presumiblemente se ha desgajado de la Sierra mallorquina de Levante. Forma una cresta de dirección NE-SO que permite prolongar hacia el SO el Escarpe de Emile Baudot, de dirección NE-SO, y que actúa como frontera entre el Promontorio Balear y la Cuenca Algero-Balear.

2.2.2. El Sector Peninsular

Es el sector más meridional del margen continental ibérico de la Cuenca Mediterránea Occidental. Está dominado en su totalidad por las directrices béticas que condicionan en gran medida la arquitectura estratigráfica de los depósitos plio-cuaternarios (Díaz del Río, 1991). Presenta, sin embargo, dos tramos con estilos diferentes; el primero de ellos comprendido entre los cabos de La Nao y de Palos (arco septentrional), donde se desarrolla un margen continental de tipo intermedio, y el segundo de ellos comprendido entre los cabos de Palos y de Gata (arco meridional), donde se ha impuesto un margen continental de tipo abrupto. Estos dos estilos de margen están en íntima relación con los conjuntos estructurales próximos a costa y que configuran el basamento sobre el que se han edificado, influyendo así mismo en la evolución de las unidades sedimentarias que recubren aquellos relieves basales.

2.2.2.1. El Arco Septentrional

El infralitoral está ocupado principalmente por prismas litorales con una cuña deposicional adosada. Existen además abundantes ejemplos de abanicos fluviales de muy variado desarrollo y que en casi todos los casos generan una relativa lobulación de la línea de costa. Algunos ejemplos notables los encontramos en las bahías de Jávea, Altea, Villajoyosa y en la desembocadura del río Segura. En las áreas acantiladas dominan las rasas rocosas, con evidentes signos de fracturación, entre las que se intercalan abundantes lentejones arenosos poblados con *Posidonia oceanica* (García, 2000) que favorecen la formación de acúmulos sedimentarios, fenómeno que será una constante en todo este sector, alcanzado su máximo desarrollo frente al mar Menor y en el entorno de cabo de Palos.

La plataforma continental está caracterizada por la presencia de numerosas formas heredadas (Mateu et al., 1985b), y por su considerable anchura que oscila entre un máximo de 30 km al norte y un mínimo de 13 km en su extremo sur. La influencia del substrato bético se manifiesta a lo largo de toda la plataforma donde permanece de manera subaflorante (Rey y Díaz del Río, 1983d), llegando a aflorar, de manera prominente, en las inmediaciones al Cabo de Palos. Presenta tres ambientes bien diferenciados, interno, medio y externo, que se reflejan igualmente en la tipología morfológica que caracteriza a cada uno de ellos. En los ambientes de plataforma interna predominan las morfologías deposicionales, tanto las barras como las dorsales de arena, que en ambos casos son formas heredadas que no están en equilibrio con el régimen hidrodinámico actual. Destacan las barras submarinas calcareníticas por su continuidad (Rey y Díaz del Río, 1983c). Se disponen, en dirección N-S, subparalelamente a la actual línea de costa, llegando a cubrir grandes superficies de la plataforma media, principalmente frente al Mar Menor (Rey y Díaz del Río, 1981b). En las zonas de plataforma media y externa destacan la presencia de depresiones, todas ellas de pequeña entidad, que se han relacionado con procesos erosivos y con relieves heredados asociados a un sistema de fallas de dirección E-O.

Los relieves volcánicos están presentes en las inmediaciones del Cabo de Palos. Forman parte del conjunto volcánico Plioceno que está representado en el litoral por las islas interiores del Mar Menor, la Isla Grosa y las islas Hormigas. Estos pequeños montes volcánicos submarinos tienen todos ellos morfología de pitón, siendo el más prominente el que se encuentra alineado con el Cabo de Palos en dirección E-O, aguas afuera de la ruptura de pendiente, y que llega a formar una pequeña elevación que asciende hasta los 200 m de profundidad.

La ruptura de pendiente se produce a una profundidad media de unos 130 m, dando paso a un talud de suaves pendientes, relativamente ancho (alrededor de 50 km), en el que sobresale un extenso escalonamiento que genera una serie de plataformas marginales y sobre el que se encajan los cañones de Benidorm, Alicante y Torrevieja, cuyos desagües marcan el límite oriental del Escarpe de Mazarrón.

2.2.2.2. El Arco Meridional

El infralitoral es mucho más irregular que el anterior y presenta numerosos rasgos estructurales que se imponen en la morfología de todo el margen, en correspondencia con el carácter abrupto que adopta en todo este sector. Esta influencia estructural, en conjunción con el factor climático, se refleja en la escasez y ubicación del drenaje continental, en el que predomina el sistema de ramblas (Benipila, Portús, las Moreras, Carboneras, ...etc), debidas al régimen esporádico y torrencial de las grandes avenidas, frente al régimen fluvial, cuya presencia es escasa, destacando únicamente el Río Almanzora. En la desembocadura de este río se produce una ligera lobulación de la línea de costa, generando un depósito infralitoral en abanico de considerables dimensiones y propio de un prodelta, que prograda unos 5 km aguas afuera con un desarrollo de su frente distal de unos 6 km (Figura 2). Este abanico se desarrolla hacia el NE y está sometido a una fuerte erosión remontante por efecto de la captura de sedimentos que se produce en la cabecera de uno de los numerosos cañones submarinos que se encajan en esta zona (Sanz Alonso *et al.*, 2002). En términos generales, el infralitoral está pobemente desarrollado, con morfologías de depósito propias de prismas asociados a frentes de playa y a los acúmulos de sedimentos sin clasificar en las desembocaduras de las ramblas, así como a los depósitos heterométricos de pie de acantilado. Existen importantes asentamientos de *Posidonia oceanica*, principalmente en el entorno al Cabo de Palos y en el Golfo de Mazarrón, que imprimen una morfología característica al fondo marino, ocupando extensas superficies que pueden alcanzar profundidades próximas a los 30 m con formas muy exuberantes y frondosas, particularmente en el entorno de la Azohía.

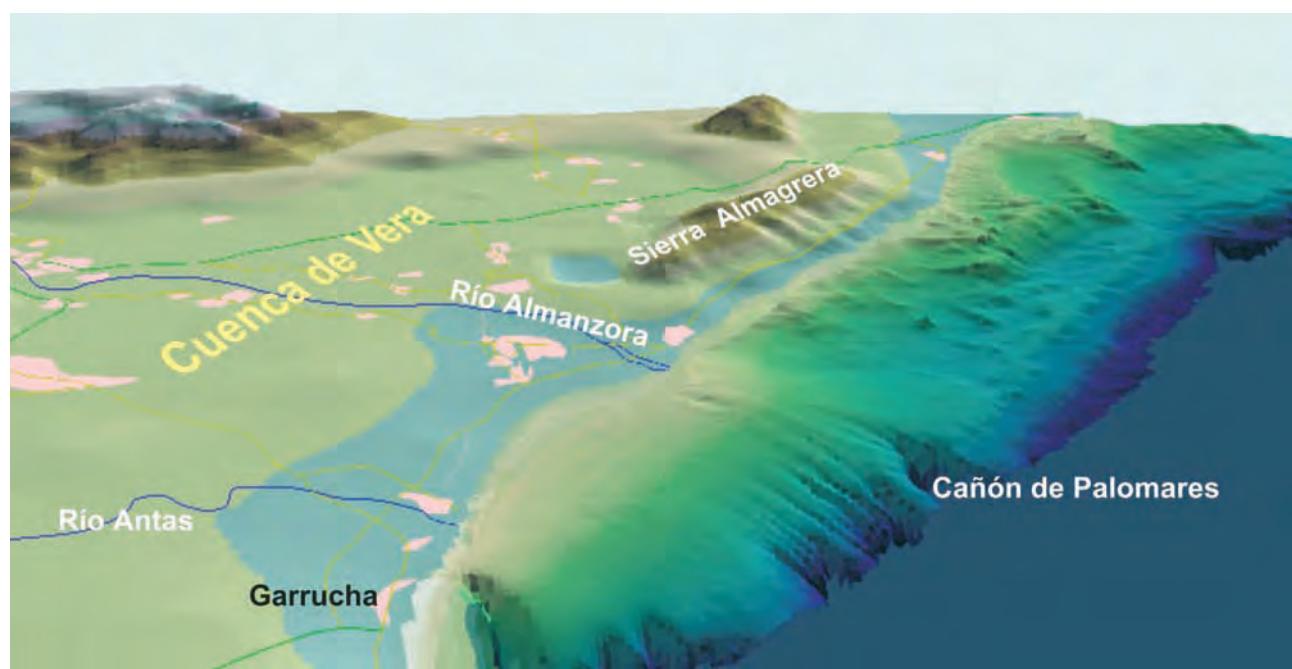


Figura 2. Bloque diagrama 3D en el que se observa la prolongación hacia el mar de la Cuenca de Vera. Los rasgos más destacables de la geomorfología submarina son: (1) reducida anchura de la plataforma continental; (2) los afloramientos del substrato en las inmediaciones de la Sierra de la Almagrera; (3) el amplio abanico del Río Almanzora dispuesto ligeramente orientado hacia el NE; (4) las abundantes incisiones que excava en el borde de la plataforma las cabeceras del Cañón de Palomares, que en la localidad de Garrucha se sitúa en las proximidades de la costa.

La plataforma continental es muy estrecha (Rey y Díaz del Río, 1983a) y disminuye sus dimensiones hacia el Cabo de Gata, alcanzando su mínimo desarrollo en el Golfo de Vera. Sus amplitudes no superan los 6 km, por lo que no se puede establecer una clara diferencia espacial de sus ambientes sedimentarios. Predominan las morfologías erosivas, con un marcado carácter heredado, fundamentalmente los escarpes, muy continuos, que confieren a la plataforma un aspecto escalonado. Este fenómeno es especialmente perceptible al sur de Aguilas, frente a las sierras de Almagrera, Cabrera, Serrata y Gata.

Sin ser numerosas, son sin embargo importantes, por sus dimensiones, las depresiones que se localizan entre el Golfo de Mazarrón y el Cabo de Palos. Tienen una clara raíz estructural, aunque parecen haber estado sometidas a un intenso proceso erosivo con un posterior recubrimiento sedimentario que fosiliza en parte dicho relieve. Sobre estos depósitos se han observado algunas morfologías del tipo barras y *ripples*, que en ningún caso, revisten la importancia y entidad de las observadas en el arco septentrional.

La ruptura de pendiente, que se encuentra aproximadamente a los 110 m, está impuesta en gran medida por la presencia del Escarpe de Mazarrón, que con una dirección preferente E-O condiciona, además, el desarrollo de todo el talud continental. Hay que citar la existencia de una plataforma marginal, comprendida entre los 300 y los 500 m aproximadamente, localizada frente al Golfo de Mazarrón. El talud se caracteriza por la abundancia de cañones y valles submarinos cuyos ejes están separados por prominentes lomos de talud que, por causa de las elevadas pendientes y la plasticidad de los sedimentos, se ven sometidos a frecuentes deslizamientos laterales que desestabilizan las vertientes de dichos valles. Sobresalen por sus dimensiones los cañones de Gata y Palomares, que tienen sus cabeceras a menos de 6 km de la línea de costa. Son cañones extremadamente jerarquizados, lo que se refleja en una amplia red de tributarios que se distribuyen por todo el margen. Los cañones y valles menos relevantes se localizan en la mitad oriental del sector que estamos considerando; algunos de ellos son valles en cárcava mientras que otros presentan una morfología más propia de cañón submarino. Los más importantes, citados de este a oeste, son: Espada, Negrete, Tiñoso y Mazarrón.

Como parte del extenso complejo volcánico que forma en el continente la Sierra de Gata, también existen sobre el talud continental algunos buenos ejemplos de este tipo de formaciones que adquieren, en líneas generales, dos tipos de morfologías: el Banco de la Polacra, que es un amplio afloramiento elongado en dirección NE-SO y situado aguas afuera de la isobata de 1.000 m, coronado por una cresta orientada en la misma dirección y que genera un bajo de unos 500 m; el Banco de los Genoveses, que es un relieve aislado de forma tabular situado al sur del anterior y a mayor profundidad que aquél, por fuera de la isobata de 1.500 m, de extensión más reducida y ligeramente elongado en dirección ONO-ESE. Existen otros dos afloramientos situados entre la Sierra de Gata y el Banco de la Polacra, situados entre los 300 y los 1.000 m, con extensiones considerablemente más reducidas y que poseen una morfología tabular, fenómeno que se repite en la base del talud e inicio del ascenso continental (Medialdea et al., 1982).

El contacto del talud continental con la Cuenca Algero-Balear se realiza a través de un ascenso continental de pendiente muy suave, surcado por los ejes de los principales cañones anteriormente mencionados. La morfología presenta ligeras ondulaciones debidas a la estructura en almohadillas de la secuencia evaporítica messiniense infrayacente (Medialdea et al., 1990).

2. BIBLIOGRAFÍA

Acosta, J., Herranz, P., Sanz, J., L. y San Gil, C. (1986). *Dinámica sedimentaria, sismo-estratigrafía y morfología de la zona Litoral entre el Grao de Castellón y Burriana*. Informe Técnico del Instituto Español de Oceanografía, 48, 16 p.

Acosta, J., Canals, M., López-Martínez, J., Muñoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C. y Casamor, J. L. (2003). The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology*, 49 (3-4): 177-204.

Alonso, B. (2000). El Sistema Turbídítico del Ebro: Evolución sedimentaria durante el Plio-Cuaternario. En: *Valles Submarinos y Sistemas Turbídíticos Modernos* (B. Alonso y G. Ercilla, Eds.). CSIC, Barcelona: 91-112.

Alonso, B., Díaz, J. L., Farrán, M., Giro, S., Maldonado, A. y Vázquez, A. (1984). Cañones Submarinos del Margen Catalán Meridional: Morfología y Evolución. En: *I Congreso Español de Geología*, 1: 301-311.

Alonso, B., Kastens, K. A., Maldonado, A., Malinverno, A., Nelson, C. H., O'Connell, S., Palanques, A., y Ryan, W.B.F. (1985). Morphology of the Ebro Fan Valley From SeaMARC and Sea Beam Profiles. *Geo-Marine Letters*, 5: 141-148.

Alonso, B. y Maldonado, A. (1990). Late Quaternary sedimentation patterns of the Ebro Delta turbidite systems (northwestern Mediterranean): Two styles of deep-sea deposition. *Marine Geology*, 95: 353-377.

Alonso, B., Canals, M., Got, H., y Maldonado, A. (1991). Sea Valleys and Related Depositional Systems in the Gulf of Lion and Ebro Continental Margins. *AAPG Bulletin*, 75, 7: 1195-1214.

Alonso, B., Canals, M. y Palanques, A. (2000). El Canal Medio-Oceánico de Valencia (Mediterráneo Noroccidental): Procesos sedimentarios y evolución durante el Plio-Cuaternario. En: *Valles Submarinos y Sistemas Turbídicos Modernos* (B. Alonso y G. Ercilla, Eds.). CSIC, Barcelona: 230-249.

Ballesteros, M., Muñoz, A., Acosta, J., Palomo, C., Herranz, P. y Uchupi, E. (2000). Evidencias de deslizamientos submarinos al sur de la Isla de Mallorca. *Geotemas*, 1, 4: 93-95.

Baraza, J., Ercilla, G. y Alonso, B. (2000). Apilamientos contorníticos en diferentes contextos geológicos en el Mediterráneo Occidental (Menorca y Ceuta) y en el Atlántico oriental (Agadir). *Temas Geológico-Mineros*, 30: 31-38.

Barnolas, A., Somoza, L., Martín-Alfageme, S., Maestro, A., García-Meléndez, E. (1996). *Estudio geológico del Delta del Ebro. Proyecto para la evaluación de la tasa de subsidencia actual*. ITGE, Madrid, 83 p. (sin publicar).

Checa, A., Díaz, M., Farrán, M. y Maldonado, A. (1988). Sistemas deltaicos holocenos de los ríos Llobregat, Besós y Foix: modelos evolutivos transgresivos. *Acta Geológica Hispánica*, 23: 241-255.

Díaz del Río, V. (1991). *El margen continental Bético Mediterráneo. Extremo Bético Oriental: Cuenca de Murcia-Escarpe de Mazarrón*. Publicaciones Especiales del Instituto Español de Oceanografía, 6, 239 p.

Díaz del Río, V., Rey, J. y Vegas, R. (1986). The Gulf of Valencia Continental Shelf: Extensional Tectonics in Neogene and quaternary sediments. *Marine Geology*, 73: 169-179.

Díaz del Río, V. y Rey, J. (1987). La tectónica reciente en la bahía de Palma (Baleares) y sus implicaciones morfoestructurales. *Boletín Geológico y Minero*, XCVIII-III: 342-348.

Díaz del Río, V., Somoza, L., Goy, J. L., Zazo, C., Rey, J., Hernández-Molina, J. y Mateu, G. (1993). *Mapa fisiográfico de la Bahía de Palma*. Publicaciones Especiales del Instituto Español de Oceanografía, 16, 39 p.

Díaz, J. I., Nelson, C. H., Barber, J. H. y Giró, S. (1990). Late Pleistocene and Holocene sedimentary facies on the Ebro continental shelf. *Marine Geology*, 95: 333-352.

Fumanal, M. P., Viñals, M. J., Rey, J., Somoza, L. y Mateu, G. (1992). Continental and marine sedimentary sequences of the Northern Littoral of Alicante (Spain) During The Quaternary. *MBSS Newsletter*, 14: 71-76.

Fumanal, M. P., Mateu, G., Rey, J., Somoza, L. y Viñals, M. J. (1993). Las unidades morfosedimentarias cuaternarias del litoral del Cap de la Nau (Valencia-Alicante). y su correlación con la plataforma continental. *Estudios sobre Cuaternario*: 53-54.

García, B. (2000). *Cartografía y Caracterización de las praderas de Posidonia oceanica protegidas mediante arrecifes artificiales en la Región de Murcia*. Servicio de Pesca y Acuicultura, Monografía, 96 p.

Giró, S. y Maldonado, A. (1983). Definición de facies y procesos sedimentarios en la plataforma continental de Valencia (Mediterráneo occidental). En: *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental* (J. Castellví, Ed.). Seminario Interdisciplinar. Resultados del Proyecto 793020 del Comité Conjunto Hispano-Norteamericano: 75-96.

Got, H. y Stanley, D. J. (1974). Sedimentation in two Catalonian canyons, northwestern Mediterranean. *Marine Geology*, 16: M91-M100.

- Goy, J. L., Rey, J., Díaz del Río, V., Zazo, C. (1987). Relación entre las unidades Geomorfológicas cuaternarias del litoral y de la plataforma interna-media de Valencia (España): Implicaciones Paleogeográficas. En: *III Reunión grupo Español de Geología ambiental y ordenación del territorio*. Comunicaciones, II: 1369-1381.
- Guillén, J. y Díaz, J. I. (1990). Elementos morfológicos en la zona litoral ejemplos en el delta del Ebro. *Sciencia Marina*, 54, 4: 359-373.
- Lastras, G., Canals, M., Hughes-Clarke, J. E., Moreno, A., De Batist Renard, M., Masson, D. G. y Cochonat, P. (2002). Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, western Mediterranean. *Geology*, 30, 10: 871-874.
- Maldonado, A. (1977). Introducción geológica al Delta del Ebro. *Treballs Institut Català Historia Natural*, 8: 7-45.
- Maldonado, A. y Stanley, D. J. (1979). Depositional patterns and Late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: A Comparison. *Marine Geology*, 31: 215-250.
- Maldonado, A. y Canals, M. (1982). El margen continental sur-balear: un modelo deposicional reciente sobre un margen de tipo pasivo. *Acta Geológica Hispánica*, 17, 4: 241-254.
- Maldonado, A., Got, H., Monaco, A., O'Connell, S. y Mirable, L. (1985a). Valencia Fan (Northwestern Mediterranean): Distal deposition fan variant. *Marine Geology*, 62: 295-319.
- Maldonado, A., Palanques, A., Alonso, B., Kastens, A., Nelson, C. H., O'Connell, S., y Ryan, W. B. F. (1985b). Physiography and deposition on a distal deep-sea system: The valencia fan (Northwestern Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, 5: 157-164.
- Maldonado, A., Campillo, A. C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J., Campos, J. (1992). Alboran Sea Late Cenozoic Tectonic and Stratigraphic Evolution. *Geo-Marine Letters*, 12: 179-186.
- Mateu, G., Rey, J. y Díaz del Río, V. (1985a). Las Barras Submarinas de la Zona Interna de la Plataforma Continental frente al Mar Menor (Murcia, España): Estudio sísmico y cronobioestratigráfico. *Thalassas*, 2: 65-85.
- Mateu, G., Rey, J. y Díaz del Río, V. (1985b). Les "Paleolits" de la Baie de Palma de Majorque: Interpretation sismique et datation Biochronologique. *Rapport de Commission International pour l'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée*, 29, 2, 39-45.
- Mauffret, A. (1970). Structures des Fonds Marins Autour des Baléares. *Cahiers Oceanographiques*, 22: 33-42.
- Medialdea, J., Baena, J., García-Rodríguez, J., Maldonado, A., Uchupi, E., Udías, A., Wandossell, J. y Zamarreño, I. (1982). *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 84-85/84S-85S (Almería-Garrucha/Chella-Los Genoveses)*. IGME, Madrid, 105 p y 5 mapas.
- Medialdea, J., Maldonado, A., Alonso, B., Díaz, J. I., Farrán, M., Giró, S., Vázquez, A., Sainz, E., Martínez, A. y Medialdea, T. (1986). *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 41-42 (Tortosa-Tarragona)*. ITGE, Madrid, 78 p y 5 mapas.
- Medialdea, J., Maldonado, A., Alonso, B., Díaz, J. I., Escutia, C., Farrán, M., Giró, S., Serra, M., Medialdea, T. y Vázquez, J.T. (1989). *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 35-42E (Barcelona)*. ITGE, Madrid, 117 p y 5 mapas.
- Medialdea, J., Catafau, E., Díaz, J. I., Medialdea, T., San Gil, C., Vázquez, J. T. y Wandossell, J. (1990). *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 79-79E (Murcia)*. ITGE, Madrid, 147 p y 5 mapas.
- Medialdea, J., Medialdea, T., Vázquez, J. T., Maldonado, A., Alonso, B., Díaz, J. I., Ercilla, G. y Farrán, M. (1994). *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 25-25E (Figueres)*. ITGE, Madrid, 82 p y 5 mapas.
- Morris, S. A., Alexander, J., Kenyon, N. H. y Limonov, A. F. (1998). Turbidites around an active fault scarp on the Lower Valencia Fan, northwest Mediterranean. *Geo-Marine Letters*, 18: 165-171.

Nelson, C. H., Maldonado, A., Coumes, F., Got, H. y Monaco, A. (1983/1984). The Ebro Deep-Sea Fan System. *Geo-Marine Letters*, 3: 125-131.

Nelson, C. H. y Maldonado, A. (1990). Factors controlling late Cenozoic continental margin growth from the Ebro Delta to western Mediterranean deep sea. *Marine Geology*, 85: 419-440.

Nelson, C. H. y Maldonado, A. (1998). Factors Controlling Depositional Patterns of Ebro Turbidite Systems, Mediterranean Sea. *AAPG Bulletin*, 72, 6: 698-716.

O'Connell, S., Alonso, B., Kastens, K. A., Maldonado, A., Malinverno, A., Nelson, C. H., Palanques, A. y Ryan, W. B. F. (1985). Morphology and Downslope Sediment Displacement in a Deep-Sea Valley, The Valencia Valley (Northwestern Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, 5: 149-156.

Palanques, A., Alonso, B. y Farrán, M. L. (1994). Progradation and retreat of the Valencia fanlobes controlled by sea.level changes during the Plio-Pleistocene (northwestern Mediterranean). *Marine Geology*, 117: 195-205.

Palanques, A., Kenyon, N. H., Alonso, B. y Limonov, A. (1995). Erosional and Depositional Patterns in the Valencia Channel Mounth: An Example of a Modern Channel-Lobe Transition Zone. *Marine Geophysical Researches*, 17: 503-517.

Rehault, J. P., Boillot, G. y Mauffret, A. (1985). The Western Mediterranean. En: *Geological Evolution of the Mediterranean* (D.J. Stanley y F.C. Wezel, Eds.). Springer-Verlag, New York, 101-129.

Rey, J. y Díaz del Río, V. (1981a). Microfisiografía de tres pasillos estudiados con sonar de barrido lateral en la plataforma continental del Golfo de Valencia. En: *IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, III: 1323-1335.

Rey, J. y Díaz del Río, V. (1981b). Evidencia de sucesos pleistocénicos en la estructura y morfología de la plataforma continental frente al Mar Menor. En: *IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, III: 1283-1291.

Rey, J. y Díaz del Río, V. (1983a). *La Plataforma continental mediterránea entre Cabo de Palos y Cabo Tiñoso. Morfología y Estudios sísmicos de la cobertura sedimentaria*. Informes Técnicos del Instituto Español de Oceanografía, 11, 31 p.

Rey, J. y Díaz del Río, V. (1983b). Relación entre las formaciones sedimentarias y la tectónica reciente, en la plataforma continental del golfo de Valencia. En: *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Comunicaciones: 5.18-5.21.

Rey, J. y Díaz del Río, V. (1983c). Resultados preliminares de los trabajos realizados con sonar de barrido lateral en el Litoral Murciano, entre el Cabo de Palos y el Cabo Roig (Campaña Litopato-82). Informe Técnicos del Instituto Español de Oceanografía, 8, 14 p.

Rey, J. y Díaz del Río, V. (1983d). Aspectos geológicos, sobre la estructura poco profunda de la plataforma continental del levante español. En: *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental* (J. Castellví, Ed.). Seminario Interdisciplinar. Resultados del Proyecto 793020 del Comité Conjunto Hispano-Norteamericano: 53-74.

Rey, J. y Díaz del Río, V. (1984). Algunos aspectos morfoestructurales del Cuaternario submarino en la plataforma continental del Mediterráneo español. *Thalasas*, 2: 23-29.

Rey, J. y Díaz del Río, V. (1985). *Resultados preliminares de la campaña de Geología Marina "BAPAL-84" (Bahía de Palma de Baleares)*. Informes Técnicos del Instituto Español de Oceanografía, 30, 77 p.

Sanz Alonso, J. L., Hermida, N., Lobato, A. B., Tello, O., Fernández-Salas, L. M., González, J. L., Bécares, M. A., Gómez de Paz, R., Cubero, P., González, F., Muñoz, A., Vaquero, M., Ubioedo, J. M., Contreras, D., Ramos, M., Carreño, F. y Pérez, J. I. (2002). *Estudio de la Plataforma Continental Española. Hoja MC047-Garrucha*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (SGPM) y Ministerio de Ciencia y Tecnología (IEO).

Schmincke, H. U. (1998). Zeitliche, strukturelle und vulkanische Entwicklung der Kanarischen Inseln, der Selvagens Inseln und des Madeira-Archipels. En: *Die Reptilien der Kanarischen Inseln, der Selvagens-Inseln und des Madeira-Archipels* (W. Bischoff, Ed.). Handbuch der Reptilien und Amphibien Europas, 6, Aula-Verlag, Wiesbaden: 27-69.

Serra, J., Maldonado, A. y Riba, O. (1979). Caracterización del margen continental de Cataluña y Baleares. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 494-504.

Serra, J. y Verdaguer, A. (1983). La sedimentación Holocena en el prodelta del Llobregat. En: *X Congreso Nacional de Sedimentología*: 2.49-2.51.

Stanley, D. J., Got, H., Kenyon, N. H., Monaco, A., y Weiler, Y. (1976). *Catalonian, Eastern Betic, and Balearic Margins: Structural Types and Geologically Recent Foundering of the Western Mediterranean Basin*. Smithsonian Contributions to the Earth Sciences, 20, 67 p.

Velasco, J. P. B., Baraza, J. Canals, M. y Balón, J. (1996). La depresión periférica y el lomo contournítico de Menorca: Evidencias de la actividad de corrientes de fondo al N del Talud Balear. *Geogaceta*, 20, 2: 359-362.

Verdaguer, A. (1983). *La plataforma continental silílico-clástica del Ebro (Mediterráneo Nor-Occidental). Un modelo sedimentario*. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona, 422 p.

Zazo, C., Maestro, A., Díaz del Río, V., Goy, J. L. y Somoza, L. (2001). Geomorfología litoral y de la plataforma continental. En: *Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000)* (A. Gómez-Ortiz y A. Pérez-González, Eds.). Sociedad Española de Geomorfología y Servei de Gestió i Evolució del Paisatge (UB), Barcelona, 97-138.



EL MARGEN CONTINENTAL DEL MAR DE ALBORÁN

J. T. Vázquez Garrido

*Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, CASEM, Universidad de Cádiz, 11510–Puerto Real (Cádiz).
E-mail: juan.vazquez@uca.es*

1. INTRODUCCIÓN

El Mar de Alborán es la porción más occidental del Mar Mediterráneo, extendiéndose entre las costas meridionales de la península Ibérica, hasta el Cabo de Gata, y las costas septentrionales de la parte oriental de Marruecos y la parte occidental de Argelia, hasta la ciudad de Orán en Argelia (Cabo Fígalo), de forma que el límite oriental de este área quedaría definido por una línea que uniera estos dos cabos.

La morfología de la Cuenca del Mar de Alborán está controlada por tres factores: su situación sobre corteza continental adelgazada (Platt *et al.*, 1998; Torné *et al.*, 2000), lo que le confiere una elevación general con respecto a otras cuencas marinas con presencia de corteza oceánica; su entorno geológico, localizándose dentro del orógeno bético-rifeño, con una evolución tectónica compleja desde la formación de la cuenca en el Mioceno inferior (Comas *et al.*, 1992; García Dueñas *et al.*, 1992), incluyendo una nueva configuración de la cuenca a partir del Tortoniano superior (Campos *et al.*, 1992; Woodside y Maldonado, 1992); y sus características oceanográficas por la interacción de las masas de aguas atlánticas y mediterráneas desde el Plioceno inferior, que han controlado la dinámica marina, en parte constreñida por la fisiografía de la cuenca, y a su vez han influido sobre los procesos erosivos y sedimentarios desarrollados en esta.

2. LOS DOMINIOS FISIOGRÁFICOS DEL MAR DE ALBORÁN

En el Mar de Alborán se han diferenciado tres dominios fisiográficos: márgenes circundantes, cuencas profundas y altos estructurales (Alonso y Maldonado, 1992; Alonso *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992), que no siguen los esquemas clásicos de márgenes continentales (plataforma, talud, ascenso continental y llanura abisal adyacente), si bien pueden ser considerados como sus equivalentes morfológicos (Figura 1).

2.1. LOS MÁRGENES CIRCUNDANTES

Pueden subdividirse en tres provincias fisiográficas: litoral submarino, plataforma continental y talud continental, incluyendo tanto su base como diversas plataformas marginales (Figura 1), que proporcionan a esta provincia un aspecto escalonado (Vázquez, 2001). Según Maldonado (1985), el margen de tipo intermedio o escalonado es el dominante en esta cuenca, si bien algunos segmentos tienen un carácter abrupto como la parte más occidental del margen septentrional, en las proximidades del Estrecho de Gibraltar (Hernández-Molina, 1993), mientras que en otros se define un carácter progresivo como en los márgenes de Málaga y del Golfo de Almería. Por otra parte, cabe destacar que el segmento superior del talud presenta de forma casi general una configuración progradante, lo que ha llevado a muchos autores a caracterizar como progresivos gran parte de estos márgenes (Díaz *et al.*, 1984; Maldonado, 1985; Tesson *et al.*, 1987; Alonso y Maldonado, 1992; Maldonado *et al.*, 1992; Chalouan *et al.*, 1997), si bien estos márgenes no pierden su morfología escalonada típica de los márgenes intermedios (Vázquez, 2001).

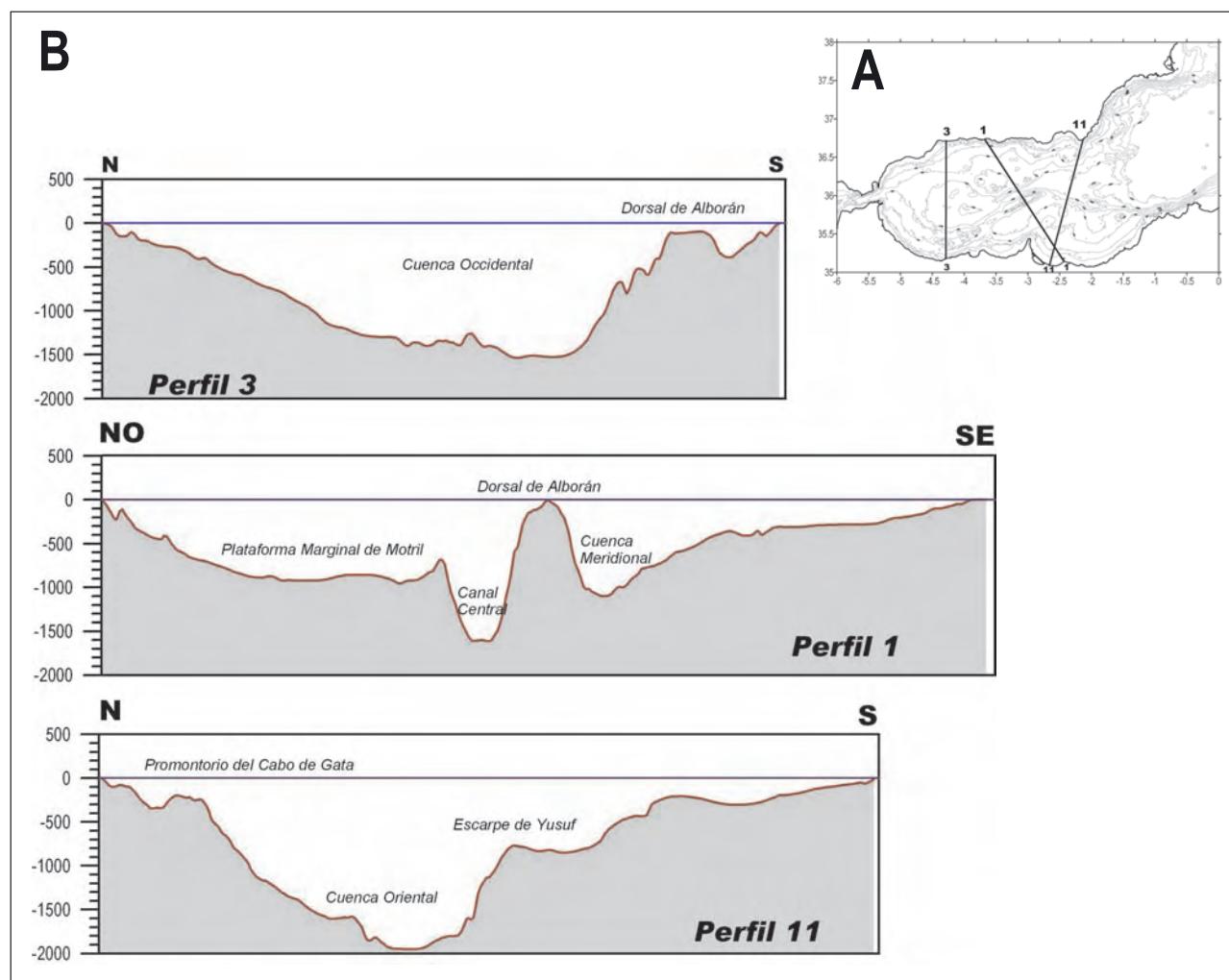


Figura 1. Situación de las secciones batimétricas realizadas. B Secciones batimétricas de los diferentes sectores morfológicos diferenciados en el Mar de Alborán (modificada de Vázquez, 2001)

Las morfologías erosivas más características son plataformas de abrasión, terrazas submarinas y cañones submarinos (Ercilla, 1992; Hernández-Molina, 1993; Hernández-Molina et al., 1994, 1996). Los elementos morfológicos de origen deposicional incluyen prodeltas, dorsales de arena, complejos de canal-dique (Ercilla, 1992) y un cuerpo contornítico de tipo monticulado elongado (Tesson et al., 1987; Ercilla et al., 2002). Las morfologías gravitacionales comprenden deslizamientos por reptación, deslizamientos rotacionales y depósitos de coladas de derrubios (Ercilla, 1992; Hernández-Molina, 1993). Por último las principales morfologías de origen tectónico son escarpes, altos morfoestructurales, desdoblamientos del borde de la plataforma y dislocaciones (Hernández-Molina et al., 1992, 1994; Hernández-Molina, 1993; Vázquez et al., 2000; Vázquez, 2001).

2.1.1. El Litoral submarino

Los tipos morfológicos predominantes en el dominio infralitoral son los cuerpos prodeltaicos, de distinta entidad, desarrollados en relación con las principales desembocaduras fluviales y los prismas infralitorales (Hernández-Molina et al., 1995).

2.1.2. La Plataforma continental

Presenta características similares en toda la cuenca y se caracteriza por la variedad de tipos morfológicos que contiene. Es estrecha, su anchura está comprendida entre 4 y 14 km (Carter et al., 1972; Alonso

et al., 1992), alcanzándose localmente anchuras próximas a 20 km en relación con la presencia de importantes acumulaciones sedimentarias procedentes de las áreas emergidas, como sucede en la plataforma de Málaga, debido a los aportes procedentes de los ríos Guadamedina y Guadalhorce, aunque en ocasiones estos máximos están relacionados con la presencia de altos estructurales y/o volcánicos, como ocurre en el promontorio situado frente al Cabo de Gata.

Se diferencian tres segmentos (Hernández-Molina, 1993): a) El segmento interno-medio aparece suavemente inclinado con gradientes medios de 2° (Hernández-Molina *et al.*, 1994), y se caracteriza por el desarrollo de cuerpos sedimentarios del tipo prisma infralitoral y cuerpos prodeltaicos asociados a las desembocaduras de los principales ríos de la región (De la Cruz *et al.*, 1992; Hernández-Molina, 1993; Hernández-Molina *et al.*, 1995; Fernández-Salas, 1996). b) El segmento medio-externo presenta pendientes medias en torno a 0,5° junto con el desarrollo de amplias superficies de abrasión con morfologías rugosas, crestas, terrazas submarinas y depresiones (Ercilla, 1992; Hernández-Molina *et al.*, 1992, 1994, 1996; Hernández-Molina, 1993). c) El segmento externo y la zona de borde de plataforma esta constituido por una ruptura de la pendiente situada aproximadamente a 110 m de profundidad media, con variaciones entre 100 y 150 m, y se caracteriza por el desarrollo de cuerpos progradantes que han sido interpretados como deltas marginales o como cuñas de borde de plataforma (Alonso *et al.*, 1992).

Hay que destacar que en la morfología de plataforma situada en la zona occidental y central del Mar de Alborán presenta un claro contorno tectónico, remarcado por la presencia de escarpes de dirección NO-SE (Vázquez, 2001).

2.1.3. El Talud continental

Es el dominio fisiográfico más significativo de la cuenca y dónde mejor ha quedado reflejada la actividad tectónica. Se han diferenciado tres tipos de taludes, basándose en la inclinación y en las irregularidades que presentan, y que han sido utilizados para diferenciar respectivamente los tipos de márgenes: abrupto, escalonado y progresivo.

El talud abrupto aparece en el extremo occidental del margen septentrional, en el margen meridional de la Cuenca Oriental y, en los flancos de la Dorsal de Alborán. El talud progresivo se localiza en el margen noroccidental, presenta un perfil cóncavo, con una disminución más o menos paulatina de la pendiente, pasando de una forma transicional al fondo de la cuenca, o cóncavo-convexo, dando lugar a un aumento de la pendiente en el tramo final del talud, que provoca una ruptura neta contra el fondo de la cuenca. En el resto de esta zona el talud es del tipo escalonado y se caracteriza por la presencia de replanos con pequeña pendiente, situados a menor profundidad que el fondo de las cuencas principales. Estos replanos varían desde simples irregularidades hasta el desarrollo de grandes plataformas marginales, como la Plataforma de Motril, situada a profundidades comprendidas entre 775 y 925 m, con pendientes suaves en torno a 1° y un perfil cóncavo. Genéticamente se han asociado altos estructurales (altos de basamento, ejes volcánicos o cuerpos diapiricos), o a la presencia de cuerpos sedimentarios, como el Drift monticular de Ceuta (Ercilla *et al.*, 2002).

El talud y su base están disectados por cañones. Los localizados en la margen septentrional se caracterizan por su corto recorrido (menor de 10 km) y por presentar una orientación NO-SE. En este sector cabe destacar los cañones de La Línea, de Guadiaro, del Placer de las Bóvedas, de Torrenueva y de Fuengirola. En relación con la desembocadura de los cañones de Guadiaro y Fuengirola se han localizado cuerpos turbidíticos que permiten que el talud intermedio y el fondo de cuenca aparezcan en transición, si bien, más hacia el este, el segmento inferior tiene mayor pendiente que el talud intermedio y termina de forma abrupta contra el fondo de la cuenca. En el talud superior y medio del sector central se desarrolla un importante sistema de cañones submarinos (León y Somoza, 1999; Pérez Belzuz *et al.*, 2000 a, b y c) de forma que el sistema de depósito asociado se apoya sobre la Plataforma de Motril. Finalmente, en la zona más oriental del Mar de Alborán cabe destacar el Cañón de Almería, con una longitud próxima a 75 km y una dirección NE-SO (Ercilla, 1992; Cronin, 1995), claramente controlada por la tectónica. Este cañón evoluciona a complejos de canal con morfología en abanico (Alonso y Maldonado, 1992; Alonso *et al.*, 1992; Ercilla *et al.*, 1992). En la margen meridional cabe destacar la presencia del Cañón de Ceuta (Tesson *et al.*, 1987) y de dos amplios valles, localizados a profundidades superiores a 400 m, entre el Drift monticular de Ceuta y el Banco de Xauén.

2.2. LAS CUENCAS PROFUNDAS

Estas depresiones batimétricas están limitadas por los márgenes y los altos estructurales, y aparecen ligeramente basculadas hacia el este. Al norte de la Dorsal de Alborán se identifican cuatro cuencas cuyo fondo se encuentra a distinta profundidad: Occidental, Central o Canal de Alborán y Oriental, mientras que al sur destaca la presencia de la Cuenca Meridional, situada en una posición intermedia en el talud. Se trata de áreas sedimentarias activas que presentan una configuración agradante, así como el desarrollo de diversos sistemas turbidíticos (Stanley *et al.*, 1975; Alonso y Maldonado, 1992; Cronin, 1995).

La Cuenca Occidental tiene geometría sigmoidal, en planta, controlada por alineaciones tectónicas con dirección NE-SO y NO-SE (Giermann *et al.*, 1968; Campillo *et al.*, 1992). Presenta un perfil cóncavo asimétrico con las mayores pendientes en la parte meridional, su fondo está suavemente inclinado hacia el este y hacia el sur en su parte central. Sus mayores profundidades (en torno a 1500 m) se alcanzan en su parte meridional, frente al talud africano, dónde se localiza una pequeña llanura con gradiente regional muy bajo (entre 0,04° y 0,13°) según Huang y Stanley (1972) y Ercilla (1992). En la parte más occidental de esta cuenca se encuentra el Valle Submarino de Gibraltar, así como con los cañones de Ceuta y Algeciras.

La Cuenca Central presenta una morfología alargada, con 90 km de longitud según una dirección NE-SO y una anchura media de 14 km, limitada tanto al norte como al sur por fuertes escarpes. Se diferencian dos tramos, ambos de 40 km de longitud, uno occidental que corresponde a una depresión cerrada con profundidades ligeramente superiores a 1600 m, y otro oriental cuya superficie se abre progresivamente hacia el NE en la Cuenca Oriental, alcanzando los 1800 m de profundidad en este tramo, con una pendiente media en torno a 1°. Esta cuenca enlaza las Cuencas Occidental y Oriental.

La Cuenca Oriental muestra una geometría triangular en planta, abierta hacia este, que se extiende en continuidad desde la Cuenca Central hasta la zona de transición con la Cuenca Surbalear. Su base se sitúa a profundidades comprendidas entre los 1800 y 2000 m, presentando pequeñas pendientes (en torno 0,15°). Su parte más oriental está atravesada por la cresta de Al Mansour, de 25 km de longitud según una dirección NE-SO. La zona de transición con la Cuenca Surbalear aparece como una flexura de dirección NNO-SSE (Vázquez y Vegas, 1996) entre los 2000 y 2400 m de profundidad, dando lugar a un aumento de la pendiente hacia el este con valores entre 2° y 1,5°. A partir de los 2400 m de profundidad se vuelve a producir una fuerte disminución de la pendiente, en torno a 0,4°, uniéndose a la Cuenca Surbalear, si bien la llanura abisal de esta cuenca se desarrolla a partir de los 2600 m algo más al este.

Para finalizar, la Cuenca Meridional de Alborán se sitúa entre la Dorsal de Alborán y el margen norafricano, se extiende según una dirección NE-SO, terminando hacia el norte contra la Falla de Yusuf. Presenta dos tramos: a) un tramo septentrional con características de corredor (70 km de longitud y 14 km de anchura) y fondo plano, seguido de un tramo central cerrado con geometría romboédrica en planta, a los que se ha denominado Cuenca de los Almohades; y b) un tramo meridional, al que se conoce por Cuenca de Alhucemas, con morfología de valle alargado y orientación paralela a la dorsal. Está última cuenca se encuentra basculada hacia el noreste y queda aislada del tramo central de la Cuenca Meridional.

2.3. LOS ALTOS MORFOLÓGICOS

Estos altos tienen un origen fundamentalmente estructural, limitados por fallas de directriz dominante ENE-OSO y NE-SO (Woodside y Maldonado, 1992), y se relacionan con edificios volcánicos y con elevaciones del zócalo (Ryan *et al.*, 1973; Auzende *et al.*, 1975), pliegues (Gensous *et al.*, 1986) o estructuras diapíricas (Pérez Belzuz *et al.*, 1997).

En el sector occidental del Mar de Alborán se eleva una cresta de dirección ONO-ESE, interpretada como un conjunto de edificios volcánicos (Chalouan *et al.*, 1997), así como por una serie de pequeños relieves constituidos por crestas diapíricas y volcanes de fango (Pérez-Belzuz *et al.*, 1997; Comas *et al.*, 2003), relacionados con el sistema diapírico de la Cuenca Occidental.

El sector central se caracteriza, en su porción septentrional, por la presencia de numerosos relieves submarinos que se desarrollan sobre la Plataforma de Motril y que están relacionados con altos estructurales y/o volcánicos, destacando los bancos de Avempace y Djibouti, ambos de morfología tabular inclinada. Y en su parte meridional por una compleja estructura constituida por un antiguo eje volcánico, que lo-

calmente aflora en la propia Isla de Alborán, junto con bloques del basamento levantados, que en algun caso da lugar a anticlinales que afectan a las unidades de la cobertura sedimentaria neógena (Gensous et al., 1986). La Dorsal de Alborán presenta una longitud de unos 200 km según una dirección NE-SO, y se extiende desde la Falla de Yusuf al noreste y el Banco de Xauén al suroeste, ya en el margen norafricano (Germann et al., 1968; Olivet et al., 1973a y b; Dillon et al., 1980). Presenta flancos escarpados, con pendientes medias comprendidas entre 7° y 17°, y desniveles que llegan a 1500 m para el flanco noroeste y a 1000 m para el flanco sureste, asociados a fallas transcurrentes y/o inversas (Bourgois, et al., 1992; Woodside y Maldonado, 1992; Watts et al., 1993). La fisonomía de su superficie varía entre bancos de cumbre tabular más o menos irregular, como los bancos de Xauén y Tofiño, a auténticas crestas, que interfieren de forma notable en la circulación del patrón hidrodinámico general (Bárcenas, 2002). Entre los diversos tramos de la Dorsal de Alborán, compartimentada por fallas de dirección ENE-OSO a E-O, destaca el Banco de la Isla de Alborán. Este banco corresponde a una plataforma aislada de superficie irregular, cuyo borde se encuentra aproximadamente entre 100 y 130 m de profundidad, sobre la que se sitúan una serie de crestas y terrazas submarinas (Bárcenas, 2002). Al sur y sureste de la isla se ha observado la presencia de dos cañones submarinos, denominados Al Borani y Piedra Escuela (Bárcenas et al., 2000), así como un tercero al noreste de la isla conocido como Cañón Castor (Bárcenas, 2002). Los situados al sur presentan claramente en su desembocadura en la Cuenca Meridional el desarrollo de cuerpos sedimentarios.

Finalmente, el sector oriental muestra en su margen norte diversas elevaciones submarinas relacionadas con edificaciones volcánicas: el Banco de Chella, de morfología casi circular, los bancos de Pollux y de Sabinar, el Promontorio del Cabo de Gata, sobre el que se ha desarrollado una plataforma carbonatada (Vázquez et al., 1985) y la Cresta de Los Genoveses, constituida por una alineación de montes submarinos de pequeña entidad situados sobre el talud continental con orientación NE-SO. Por el contrario, el margen sur está controlado por el Sistema de Yusuf, constituido por dos rasgos morfológicos asociados entre sí: un alto morfológico y una estrecha cuenca situada en la zona central de este alto. Este conjunto se caracteriza por su longitud, extiéndose a lo largo de 210 km entre la Dorsal de Alborán y el margen occidental de Argelia en dirección ONO-ESE a NO-SE. El sistema es el resultante de la dinámica de un sistema de fallas transcurrentes, de dirección NO-SE y movimiento dextrorso, por lo que la Cuenca de Yusuf ha sido definida como una cuenca de *pull-apart* (Mauffret et al., 1987).

3. BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, B. y Maldonado, A. (1992). Plio-Quaternary Margin Growth Patterns in a Complex Tectonic Setting: Northeastern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12: 137-143.
- Alonso, B., Ercilla, G., Baraza, J. y Maldonado, A. (1992). Arquitectura y Evolución durante el Cuaternario de las facies del margen y cuencas septentrionales en el Mar de Alborán. En: A. Maldonado (Ed.), El Mar de Alborán y el Golfo de Cádiz: Conexiones Atlántico-Mediterráneo. En: *III Congreso Geológico de España*, 467-476.
- Auzende, J. M., Reahult, J. P., Pastouret, L., Szep, B. y Olivet, J. L. (1975). Les Bassins Sedimentaires de la Mer d'Alboran. *Bulletin Société géologique de France*, 7, 17: 98-107.
- Bárcenas, P. (2002). *Morfología submarina y evolución reciente del Banco de la Isla de Alborán*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Cádiz, 234 pp.
- Bárcenas, P., Vázquez, J. T., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L. M., Tello, O. y Sanz, J. L. (2000). La vertiente meridional del Banco de la isla de Alborán: presencia de dos sistemas cañón-abanico submarino. En: *VI Reunión Nacional de Geomorfología*: 169.
- Bourgois, J., Mauffret, A., Ammar, A. y Demnati, A. (1992). Multichannel Seismic Data Imaging of Inversion Tectonics of the Alboran Ridge (Western Mediterranean Sea). *Geo-Marine Letters*, 12: 117-122.
- Campillo, A. C., Maldonado, A. y Mauffret, A. (1992). Stratigraphic and Tectonic Evolution of the Western Alboran Sea: Late Miocene to Recent. *Geo-Marine Letters*, 12: 165-172.
- Campos, J., Maldonado, A. y Campillo, A. C. (1992). Post-Messinian Evolutional Patterns of the Central Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12: 173-178.

Carter, T. G., Flanagan, J. P., Jones, C. R., Marchan, F. L., Murchinson, R. R., Rebman, J. H., Silvester, J. C. y Whitney, J. C. (1972). A New bathymetric Chart and Physiography of the Mediterranean Sea. En: *The Mediterranean Sea: a Natural Sedimentation Laboratory* (D.J. Stanley, G. Kelling y Y. Weiler, Eds.). Dowden, Hutchinson and Ross, 1-23.

Chalouan, A., Saji, R., Michard, A. y Bally, A W. (1997). Neogene Tectonic Evolution of the Southwestern Alboran Basin as Inferred from Seismic Data off Morocco. *AAPG Bulletin*, 81, 7: 1161-1184.

Comas, M. C., García-Dueñas, V. y Jurado, M. J. (1992). Neogene Tectonic Evolution of the Alboran basin from MCS data, in Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12: 157-164.

Comas, M. C., Soto, J. I., Talukder, A. R. y TTR-12 Leg 3 (Marsibal-1) Scientific Party (2003). Discovering active mud volcanoes in the Alboran Sea (Western Mediterranean). *IOC Workshop Report*, 187, 14-16.

Cronin, B. T. (1995). Structurally-controlled deep sea channel courses: examples from the Miocene of southeast Spain and the Alboran, southwest Mediterranean. En: *Characterization of Deep Marine Clastic Systems* (A.J.P. Hartley y D.J. Prosser, Eds.). Geological Society, Special Publication, 115-135.

De la Cruz, J. A., Hernández-Molina, F. J. y Vázquez, J. T. (1992). La sedimentación reciente en el Márgen Continental Septentrional del Mar de Alborán, entre Benalmádena y Benajarafe (Málaga). En: *III Congreso Geológico de España*: 141-146.

Díaz, J. I., Alonso, B., Farrán, M., Girò, S., Maldonado, A. y Vázquez, A. (1984). Tipos geomorfológicos en las plataformas continentales de los margenes pasivos del Mediterráneo español. En: *I Congreso Español de Geología*, I: 313-325.

Dillon, W., Robb, J. M., Greene, H. G. y Lucena, J. C. (1980). Evolution of the Continental Margin of Southern Spain and the Alboran Sea. *Marine Geology*, 36: 205-226.

Ercilla, G. (1992). *Sedimentación en márgenes continentales y cuencas del Mediterráneo Occidental durante el Cuaternario (Península Ibérica)*. Tesis Doctoral, Univ. Politécnica de Cataluña y Univ. Barcelona, Barcelona, 567 p.

Ercilla, G., Alonso, B. y Baraza, J. (1992). Sedimentary Evolution of the Northwestern Alboran Sea during the Quaternary. *Geo-Marine Letters*, 12: 144-149.

Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B., Estrada, F., Casas, D. y Farrán, M. (2002). The Ceuta Drift, Alboran Sea, southwestern Mediterranean. En: *Deep-water contourite systems: modern drift and ancient series, seismic and sedimentary characteristics* (D.A.V. Stow, C.J. Pudsey, J.A. Howe, J.C. Faugères y A.R. Viana, Eds.). Geological Society, London, Memoirs, 22, 155-170.

Fernández Salas, L. M. (1996). Estructuración sedimentaria de los depósitos de alto nivel holocenos en la plataforma septentrional del Mar de Alborán. Tesis de Licenciatura, Univ. de Cádiz, 155 p.

García Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J. M. (1992). Miocene Extensional Detachments in the Outcropping Basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their Tectonic Implications. *Geo-Marine Letters*, 12: 88-95.

Gensous, B., Tesson, M. R. y Winnock, E. (1986). La marge meridionale de la Mer d'Alboran: caractères structuro-sédimentaires et évolution récente. *Marine Geology*, 72: 341-370.

Giermann, G., Pfaffenstiel, M. y Wimmenauer, W. (1968). Relations entre morphologie, tectonique et volcanisme en mer d'Alboran. (Méditerranée occidentale). Résultats préliminaires de la champagne Jean-Charcot (1967). *Comptes-Rendus sommaires de la Société géologique de France*, 4: 116-118.

Hernández-Molina, F. J. (1993). *Dinámica sedimentaria y evolución durante el Pleistoceno terminal-Holoceno del margen noroccidental del Mar de Alborán. Modelo de estratigrafía secuencial de muy alta resolución en plataformas continentales*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 617 p.

Hernández-Molina, F. J., Vázquez, J. T., de la Cruz, J. A., Rey, J., Somoza, L., Medialdea, T., San Gil, C. y Díaz del Río, V. (1992). Rasgos Neotectónicos en el margen septentrional del Mar de Alborán, entre Fuengirola y Torre del Mar (Málaga). Control de la sedimentación reciente. En: *III Congreso Geológico de España*: 510-514.

Hernández-Molina, F. J., Gracia, F. J., Somoza, L. y Rey, J. (1994). Geomorfología submarina de la plataforma y talud continental del margen noroccidental del Mar de Alborán. En: *III Reunión de Geomorfología*: 392-404.

Hernández-Molina, F. J., Somoza, L., Vázquez, J. T. y Rey, J. (1995). Estructuración de los prismas litorales del Cabo de Gata: respuesta a los cambios climático-eustáticos holocenos. *Geogaceta*, 18: 79-82.

Hernández-Molina, F. J., Gracia, F. J., Somoza, L. y Rey, J. (1996). Distribución batimétrica de las terrazas submarinas en la plataforma continental de Málaga-Gibraltar. Implicaciones eustáticas durante el Cuaternario terminal. *Geogaceta*, 20, 2: 416-419.

Huang, T. C. y Stanley, D. J. (1972). Western Alboran Sea: Sediment Dispersal, Ponding and Reversal of Currents. En: *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentary Laboratory* (D.J. Stanley, Ed.). Dowden, Hutchinson y Ross, Stroudsburg, 521-559.

León, R. y Somoza, L. (1999). El cañón submarino de Motril. En: *Patrimonio Geológico de Andalucía* (J.J. Durán y R. Nuche, Eds.). ENRESA, 150-155.

Maldonado, A. (1985). Evolution of the Mediterranean Basins and Detailed Reconstruction of the Cenozoic Paleoceanography. En: *Western Mediterranean* (R. Margalef, Ed.). Pergamon Press, 17-59.

Maldonado, A., Campillo, A. C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J., Campos, J. (1992). Alboran Sea Late Cenozoic Tectonic and Stratigraphic Evolution. *Geo-Marine Letters*, 12: 179-186.

Mauffret, A., El-Robrini, M. y Gennesseaux, M. (1987). Indice de la compression récente en mer Méditerranée: un bassin losangique sur la marge nord-algérienne. *Bulletin Société géologique de France*, 8, 3-6: 1195-1206.

Olivet, J. L., Auzende, J. M. y Bonnin, J. (1973a). Structure et Evolution Tectonique du Bassin d' Alboran. *Bulletin Société géologique de France*, 7, 15: 108-111.

Olivet, J. L., Pautot, G. y Auzende, J. M. (1973b). Structural framework of selected regions of the Western Mediterranean: Alboran Sea. En: *Initial Reports of The Deep Sea Drilling Project*, 13 (W.B.F. Ryan, K.J. Hsu y et al., Eds.). U.S. Government Printing Office, Washington, 1417-1430.

Pérez-Belzuz, F., Alonso, B. y Ercilla, G. (1997). History of mud diapirism and trigger mechanisms in the Western Alboran Sea. *Tectonophysics*, 282: 399-422.

Pérez Belzuz, F. y Alonso, B. (2000a). Evolución sedimentaria reciente de dos sistemas turbidíticos del área de Motril (NE Alborán). Parte I: Sistema Turbidítico de Calahonda. *Geotemas*, 1, 4: 203-206.

Pérez Belzuz, F. y Alonso, B. (2000b). Evolución sedimentaria reciente de dos sistemas turbidíticos del área de Motril (NE Alborán). Parte II: Sistema Turbidítico de Sacratif. *Geotemas*, 1, 4: 207-211.

Pérez Belzuz, F., Alonso, B. y Ercilla, G. (2000c). Modelos de sistemas turbidíticos en el Área de Motril (NE Alborán). *Geotemas*, 1, 4: 213-216.

Platt J. P., Soto, J. I., Whitehouse, M. J. y Hurford, A. J. (1998). Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics*, 17: 671-689.

Ryan, W. B. F., Hsu, K. J., Cita, M. B., Domitricia, P., Lort J., Maync, W., Nesteroff, W. D., Pautot, G., Stradner, H., Wezel, F. C. (1973). Western Alboran basin-site 121. Init. Rep. DSDP, 13, pp. 43-89.

Stanley, D. J., Kelling, G., Vera, J. A. y Sheng, H. (1975). *Sands in the Alboran Sea: A model of input in a deep marine basin*. Smithsonian Contributions to the Earth Sciences, 15, 51 p.

Tesson, M. R., Gensous, B. y Labraimi, M. (1987). Seismic analysis of the southern margin of the Alboran Sea. *Journal of African Earth Sciences*, 6, 6: 813-821.

Torné, M., Fernández, M., Comas, M. C., Soto, J. I. (2000). Lithospheric estructure beneat the Alboran Basin: Results, from 3D Gravity Modeling and Tectonic Relevance. *Journal Geophysical Researches*, 105, B2: 3209-3228.

Vázquez, A., Reguant, S., Zamarreño, I. y Maluquer, P. (1985). Carbonate Sedimentation and Bryozoan Zoarial Forms on the Cabo de Gata Continental Shelf (Southern Spain). En: *6th European Regional Meeting of Sedimentology I.A.S.*: 472-474.

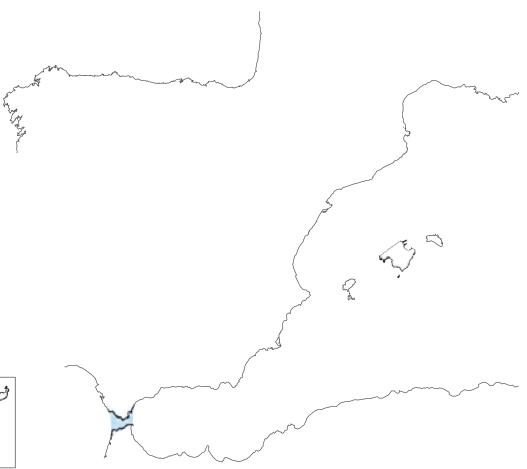
Vázquez, J. T. (2001). *Estructura del margen septentrional del Mar de Alborán*. Tesis doctoral, Univ. Complutense, 422 p.

Vázquez, J. T. y Vegas, R. (1996). Estructura profunda de la Cuenca del Mar de Alborán: margen continental nororiental y zona de transición hacia la cuenca Surbalear. *Geogaceta*, 20, 4: 962-965.

Vázquez, J. T., Sanz, J. L., Bárcenas Gascón, P. y Díaz del Río, V. (2000). Características morfoestructurales del entorno sumergido de la isla de Alborán. En: *V Congreso Geológico de España*, 1, 4: 235-238.

Watts, A. B., Platt, J. P. y Buhl, P. (1993). Tectonic Evolution of the Alboran Sea Basin. *Basin Research*, 5: 153-177.

Woodside, J. M. y Maldonado, A. (1992). Styles of Compressional Neotectonics in the Eastern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12: 111-116.



EL MARGEN CONTINENTAL DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR

J. L. Sanz Alonso¹ y A. Maestro González²

(1) Instituto Español de Oceanografía. Corazón de María, 8, 28002 Madrid. E-mail: josel.sanz@md.ieo.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosa, 23, 28003 Madrid. E-mail: a.maestro@igme.es

1. INTRODUCCIÓN

El Estrecho de Gibraltar es una zona transicional entre el Mar de Alborán y el Golfo de Cádiz. En la parte europea está limitado por Punta de Europa al este y Cabo Trafalgar al oeste, mientras que en el margen africano está delimitado por Punta Almina al este y Cabo Espartel al oeste. En planta presenta una forma de embudo (Sanz *et al.*, 1991), siendo la parte oriental la más estrecha, con una distancia media entre costas de 16 km, y presentando la máxima profundidad, unos 960 m. La parte occidental presenta una distancia entre la costa española y africana de unos 44 km y una profundidad media que disminuye desde los 350 m al oeste hasta los 600 m al este (Figura 1).

El sustrato de la zona corresponde en su mayor parte a la Unidad del Flysch del Campo de Gibraltar, aunque en el extremo oriental lo constituye las unidades de los Complejos Internos Bético-Rifeños, ambas aflorantes en la mayor parte de las plataformas. No obstante, los altos estructurales y parte de las zonas más profundas están recubiertas por costras biogénicas calcáreas compactas plio-cuaternarias (Izquierdo *et al.*, 1996; Esteras *et al.*, 2000) (Figura 2), predominando en los extremos del Estrecho los depósitos sedimentarios pliocuaternarios (Sanz *et al.*, 1991).

El litoral es muy abrupto, suavizándose en la parte occidental, especialmente en el margen español, donde se caracteriza por la existencia de costas bajas y playas cuya distribución está controlada por un sistema de fallas de dirección NNE-SSO, ENE-OSO y NO-SE (Sanz *et al.*, 1991; Goy *et al.*, 1995) que generan un conjunto de ensenadas (Barbate, Bolonia y Valdevaqueros) y una costa rectilínea y acantilada de dirección ENE-OSO que se extiende desde Punta Carnero a Punta Tarifa en el norte y entre Punta Blanca a Punta Cires en el sur (Figura 1). Cabe destacar, como accidentes importantes en el litoral, la existencia de las bahías de Algeciras en el noreste y la de Tánger al suroeste.

Las plataformas continentales, aunque presentan características similares, difieren en la profundidad del límite, pues mientras en la sur se mantiene en los 100 m, en la norte varía entre los 50 y 100 m (Sanz *et al.*, 1991). En general son bastante estrechas y disminuyen de oeste a este hasta casi desaparecer en algunos puntos de la plataforma sur. Los accidentes más importantes corresponden al Bajo de los Cabezos en la plataforma norte y los Bancos del Fénix en la sur (Figura 1).

Los taludes, muy abruptos y difíciles de definir en algunas zonas, presentan una anchura irregular, que disminuye hacia la parte oriental a la vez que aumenta la profundidad del pie del talud (desde 300 m a 850 m), así como la pendiente.

En la zona profunda del Estrecho destacan tres zonas elevadas que lo compartmentan y presentan pendientes bastante abruptas, la Cresta Central del Estrecho, el Umbral del Estrecho y el Banco Majuan, así como dos cubetas aisladas que aparecen principalmente en la parte oeste (hoyas de Levante

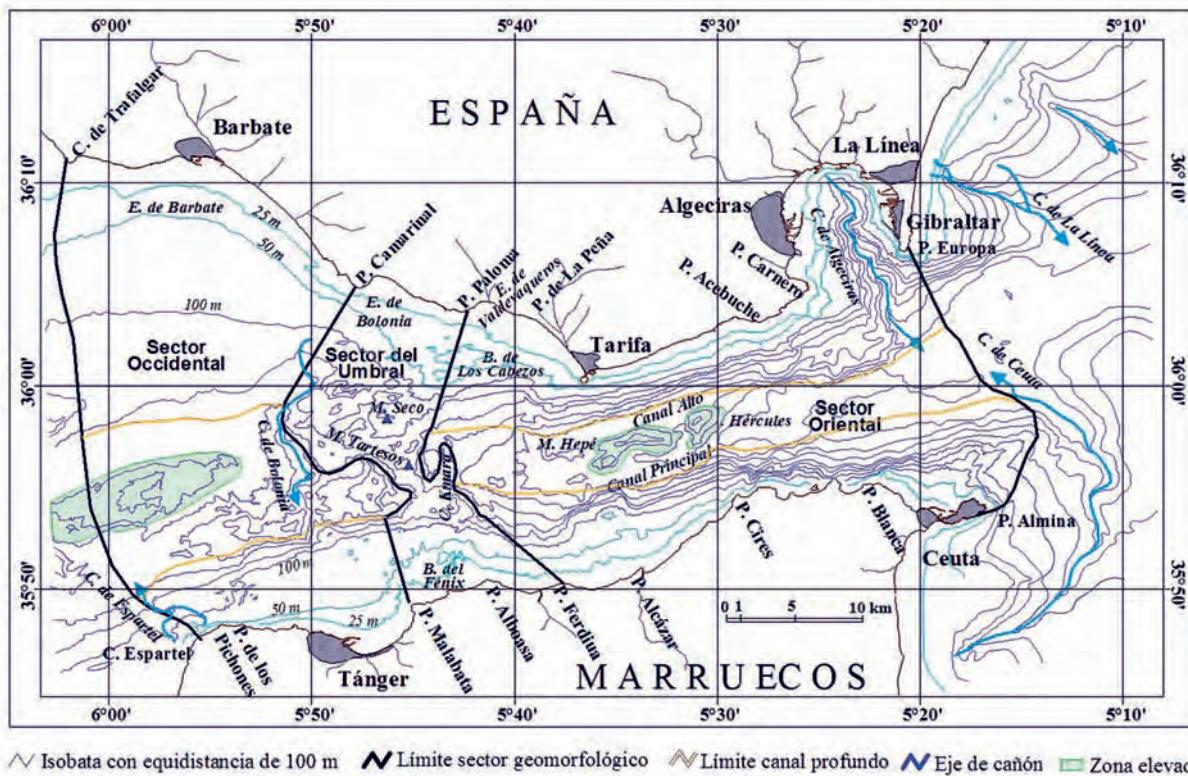


Figura 1. Cartografía de los sectores diferenciados en el Estrecho de Gibraltar, donde se han representado los topónimos de las formas más relevantes.

y Poniente). Otros accidentes a destacar, que afectan al margen, son los cañones de Algeciras y Bolonia en el margen norte y el de Ceuta en el sur (Sanz *et al.*, 1991).

2. SECTORES GEOMORFOLÓGICOS DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR

La complejidad de la estructura geológica de la zona, el relleno sedimentario Cuaternario y la dinámica marina actual, permiten establecer gran variedad de sectores morfológicos que no presentan una buena correlación entre el margen norte y sur. No obstante, se pueden considerar tres grandes sectores (Sanz *et al.*, 1990 a y b; Sanz *et al.*, 1991) (Figura 1): Un sector oriental, entre Punta Europa y la Ensenada de Valdevaqueros; el sector del Umbral de Gibraltar, entre la Ensenada de Valdevaqueros y Punta Caraminal; y un sector occidental, de Punta Caraminal a Trafalgar.

2.1 CARÁCTERES MORFOLÓGICOS DEL SECTOR ORIENTAL

Este sector se caracteriza por plataformas y taludes abrupto, muy estrechos y con fuertes gradientes en ambas márgenes, así como la presencia de un gran canal en el área central del estrecho (Herranz *et al.*, 1988). Se observan claras diferencias entre ambos márgenes, por lo que se procederá a su descripción de forma individualizada.

2.1.1. Margen norte

La plataforma continental está dominada por la Bahía de Algeciras en la parte oriental. Se sitúa su límite distal a una profundidad media de 80 m, aunque al sur de Tarifa la ruptura de la plataforma se localiza a 40 m de profundidad. Es muy estrecha (de 2 a 3 km) y tiene una pendiente media de 1,9° a 2,6° (Sanz et al., 1991). En la bahía predominan morfologías de depósito (fundamentalmente *ripples*), al sur de Punta Europa una superficie de abrasión con pequeños relieves y en el resto del sector los resalteos morfológicos resultado de la erosión diferencial de la Unidad del Flysch del Campo de Gibraltar (Figura 2).

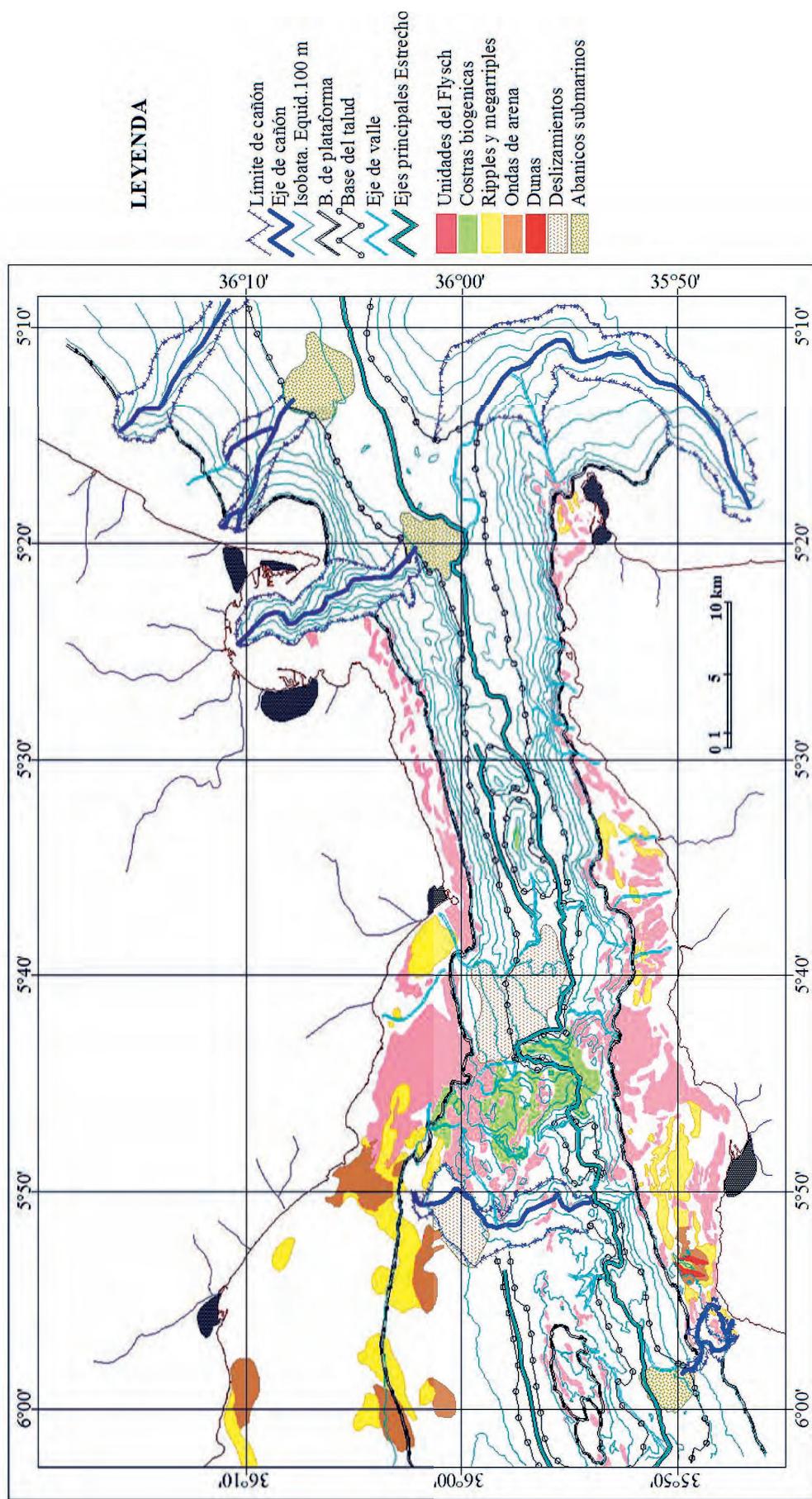


Figura 2. Cartografía de los rasgos geomorfológicos que caracterizan el margen del Estrecho de Gibraltar.

El talud continental es bastante rectilíneo, lo que indica su estrecha relación con la tectónica. Su base disminuye en profundidad, pendiente y anchura de este a oeste, pasando de presentar en el sector más oriental una profundidad media de 900 m, una anchura de 5,4 km y una pendiente de 14,5°, a mostrar en la zona más occidental una profundidad de 500 m, una anchura de unos 2 km y una pendiente de 13,5°. Los elementos morfológicos más relevantes son la presencia del Cañón de Algeciras con una orientación NNO-SSE y cuya parte distal se encuentra a 800 m de profundidad, y una plataforma marginal que se desarrolla entre el sureste de Punta Carnero y Punta Acebuche a una profundidad que varía entre los 300-500 m, con una anchura de 2,5 km y una pendiente media de 1,2°. En algunas zonas presenta resaltes morfológicos resultado de la erosión diferencial y al sur de Tarifa existen deslizamientos que llegan hasta la base del talud (Sanz et al., 1991).

2.1.2. Margen sur

La plataforma continental marroquí tiene el límite distal a 100 m de profundidad. Su anchura varía entre los 3,5 km frente a Ceuta a los 6 km en la zona comprendida entre Punta Alcázar y Punta Al-Boassa, y es prácticamente inexistente entre Punta Cires y Punta Benzú. La pendiente media es de aproximadamente 1°, salvo en las proximidades de punta Cires, donde el retazo existente alcanza los 5,6° (Sanz et al., 1991). Los rasgos geomorfológicos predominantes son los resaltes morfológicos y ocasionalmente campos de *ripples* en la plataforma media (Figura 2).

El talud continental está fuertemente inclinado, lo que indica su asociación con accidentes tectónicos de dirección ENE-OSO. En la parte oriental su base se localiza a 840 m de profundidad, su anchura media es de 4,5 km y la pendiente de aproximadamente 10°. Hacia el oeste disminuye su profundidad hasta los 600 m, la anchura hasta unos 2,1 km y la pendiente se incrementa hasta los 12°, alcanzando incluso 13° cerca de Punta Ferdiúa (Sanz et al., 1991). La morfología más relevante es el Cañón de Ceuta, que separa el margen del Estrecho constituido sobre el Zócalo Bético y el *drift* monticular elongado de Ceuta, perteneciente al Margen de Alborán

2.1.3. El Canal profundo

Entre los 600 y 800 m de profundidad, los fondos, aunque abruptos, se van suavizando ligeramente para dar paso al Canal Oriental del Estrecho de Gibraltar. Presenta profundidades medias entre 600-700 m y es muy irregular. La parte oriental del canal es aplacera, presentando únicamente pequeñas elevaciones del basamento al norte de Punta Blanca. Otras pequeñas irregularidades que se observan en las proximidades del Mar de Alborán se deben acumulaciones de sedimentos por fenómenos de *slump* y por los aportes de los cañones que desembocan en esa área. La máxima profundidad localizada en este sector oriental del valle es de 960 m al sur de Punta Acebuche. El sector central y occidental del canal aparece dividido en dos por la Cresta Central, diferenciándose el Canal Alto, al norte, y Canal Principal, al sur. La cresta está constituida por dos elevaciones orientadas ENE-OSO, los montes Hércules y Hespérides (Sanz et al., 1991), que desde los 630 a 700 m de profundidad se elevan hasta los 480 m (Figura 1).

2.2. CARACTERES MORFOLÓGICOS DEL SECTOR DEL UMBRAL DEL ESTRECHO

En este sector la plataforma continental española se extiende hasta los 40-70 m de profundidad en la zona de Tarifa y a los 110 m de profundidad en Punta de la Peña. Tiene una anchura media que aumenta desde 2,5 km en el este a los 5,5 km en el oeste y una pendiente que decrece desde 1,1° en el este a 0,6° entre Punta Camarinal y Punta Paloma. En esta zona abundan los *ripples* y *megaripples*, aunque en la plataforma media y externa predominan los resaltes morfológicos resultantes de la erosión diferencial de las unidades del Flysch del Campo de Gibraltar (hay que destacar como subaflorante el Bajo de Los Cabezos), formas que se extiende hacia el Umbral del Estrecho (Figura 2).

La plataforma continental marroquí se extiende hasta los 90 m de profundidad, con una anchura media de unos 6 km y una pendiente media de 0,8°, aunque presenta una plataforma interna más suave, de unos 4,3 km y una pendiente media de 0,7°, que desde los 50 a los 90 m aumenta a 1,2°. Las isóbatas son bastante irregulares debido a la existencia de importantes resaltes morfológicos resultantes de la erosión diferencial de las unidades del Flysch del Campo de Gibraltar, destacando los bajos denominados Bancos del Fénix (Figura 1).

El Umbral del Estrecho es una zona elevada que lo atraviesa de norte a sur, formando un arco desde la plataforma de Punta Paloma a la de Punta Malabata, y que ha sido definido como el último resto del edificio bético-rifeño que cerraba el Estrecho (Sanz *et al.*, 1983; Sandoval *et al.*, 1996). Presenta una topografía muy abrupta y anchura variable, que limita al este con el Canal Oriental del Estrecho y las Hoyas de Levante (490 m de profundidad), al oeste con el Cañón de Bolonia y las Hoyas de Poniente (640 m de profundidad) mediante taludes irregulares, abruptos y estrechos que llegan a alcanzar pendientes de hasta 19°. Está constituido por tres elevaciones, que de norte a sur corresponden al Monte Seco (80 m de profundidad), Monte Tartesos (160 m de profundidad) y Cresta de Kmara (120 m de profundidad), unidas entre sí por umbrales que siempre se mantienen por encima de la curva batimétrica de 300 m (Sanz *et al.*, 1991) (Figura 1).

En la parte nordeste del Umbral existe un deslizamiento que alcanza la Cuenca Oriental del Estrecho. En la parte alta predominan los resaltes morfológicos debidos a afloramientos de las unidades del Flysch del Campo de Gibraltar. La parte central y meridional presenta una superficie bastante irregular debido a la presencia de una costra bioclástica litificada (Sanz *et al.*, 1991) constituida por restos coralígenos semidisuelto y cementados (Muñoz y Esteras, 1987; Sandoval, 1993, 1994 y 1995), que forman un conglomerado bioclástico compuesto por corales ahermatípicos, con proporciones variables de fragmentos de briozoos y balanus, habiéndose identificado especies tales como *Lophelia pertusa*, *Dendrophyllia cornigera* y *Madrepora occulata* (Izquierdo *et al.*, 1996) (Figura 2).

2.3. CARACTERES MORFOLÓGICOS DEL SECTOR OCCIDENTAL

Este sector se caracteriza por tener plataformas bastante más anchas que en los otros dos sectores, con cuerpos de arena activos (Palomo *et al.*, 1983; Lobo *et al.*, 2001). Presenta abundantes relieves morfológicos en ambos márgenes, así como un importante escarpe en el margen marroquí, siendo todas estas morfologías resultado de la erosión diferencial de los afloramientos de las unidades del Flysch del Campo de Gibraltar. Accidentes a destacar son la presencia de un alto en el área central del estrecho, el Banco de Majuán (Sanz y Palomo, 1983; Palomo *et al.*, 1983; Herranz *et al.*, 1983; Esteras *et al.*, 2000). Habida cuenta de la existencia de notables diferencias en ambos márgenes, vamos a proceder a su descripción de forma separada.

2.3.1. Margen norte

La plataforma continental española, cuyo límite está en alrededor de los 100 m de profundidad, tiene una anchura media de 13 km y una pendiente suave, sobre los 0,5° (Sanz *et al.*, 1991). Presenta en la parte oeste, en la zona infralitoral, depósitos pliocuaternarios muy cementados (Esteras, 1982; Esteras *et al.*, 1988). En la plataforma interna y media una amplia superficie de abrasión, así como algunas zonas con ondas de arena. En el este, la plataforma presenta campos de *megaripples* y de ondas de arena (Figura 2). El talud superior, cuya base está sobre los 280 m de profundidad, tiene una anchura media de 9,5 km y una pendiente de 1°, con dos rupturas de pendiente a los 150 m y 200 m de profundidad (Sanz *et al.*, 1983). Al sur de Barbate se observa la existencia de un deslizamiento que se dirige hacia el S y SE y que rellena parcialmente el Cañón de Bolonia (Sanz *et al.*, 1991).

2.3.2. Margen sur

La plataforma continental marroquí, cuyo límite se sitúa sobre los 120 a 100 m de profundidad, tiene una extensión media que oscila entre 4,5 km (Cabo Esparte) y 10 km (Tánger), con una pendiente media de 0,8° y una doble ruptura de pendiente sobre los 20 m y los 40 a 50 m de profundidad, marcada por un escarpe de dirección ENE-OSO, así como algunos relieves aislados localizados entre los 10 a 30 m de profundidad en el borde oriental. Presenta abundantes escarpes debidos a los afloramientos de unidades del Flysch del Campo de Gibraltar, así como *ripples*, *megaripples* y ondas de arena en la plataforma media, destacando dos importantes dunas de más de 2 km de longitud al norte de la Punta de Los Pichones (Figura 2). El talud superior varía su base desde los 540 m de profundidad en el este a los 350 m de profundidad en el oeste, presentando una anchura media de 3 km y una pendiente media de 8,3°, que varía desde los 6° frente a Cabo Espartel a 13,5° frente a Tánger (Sanz *et al.*, 1991).

2.3.3. Zona profunda

Hacia el oeste se levanta el Banco de Majuán, elevación orientada ENE-OSO, de unos 18 km de longitud por 7 km de ancho, que en la parte superior presenta una plataforma que se sitúa a una profundidad que varía entre 100 a 150 m, en la que destaca una elevación que alcanza los 60 m (Figura 1). Su vertiente norte, cuya base se sitúa a 250 m de profundidad y con pendientes de 4,5°, contrasta con su ladera sur, en la cual la base se encuentra a 400 m de profundidad y las pendientes son mucho más pronunciadas, llegando a alcanzar los 10°.

Al sur del Banco de Majuán se encuentra el Canal Occidental del Estrecho, que alcanza los 400 m de profundidad y al este desemboca el Cañón Bolonia (Sanz et al., 1991; Blanc, 2002), que le separa del Umbral del Estrecho (Figura 1).

3. BIBLIOGRAFÍA

- Blanc, P. L. (2002). The opening of the Plio-quaternary Gibraltar Strait: assessing the size of a cataclysm. *Geodinamica Acta*, 15: 303-317.
- Esteras, M. (1982). Geología de la orilla europea del estrecho de Gibraltar. En: *Coloquio Internacional sobre la factibilidad de una comunicación a través del estrecho de Gibraltar*, 1: 305-324.
- Esteras, M., Izquierdo, J., Sandoval, N. G. y Bahmad, A. (2000). Evolución morfológica y estratigráfica plio-cuaternaria del Umbral de Camarinal (Estrecho de Gibraltar) basada en sondeos marinos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 3-4: 539-550.
- Esteras, M., Muñoz, P. y Sandoval, N. (1988). *Mapa geológico del estrecho de Gibraltar. Escala 1:100.000. Orilla Norte.* SECEGSA. Madrid.
- Goy, J. L., Zazo, C., Silva, P. G., Lario, J., Bardaji, T. y Somoza, L. (1995). Evaluación geomorfológica del comportamiento neotectónico del Estrecho de Gibraltar (zona norte) durante el cuaternario. En: *IV Coloquio Internacional sobre el Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar. Comunicaciones*: 111-122.
- Herranz, P., Acosta, J., Palomo, C., Sanz, J. L. y San Gil, C. (1983). Características batimétricas de la parte occidental del Estrecho de Gibraltar. En: Campañas oceanográficas de Geología Marina en el Estrecho de Gibraltar. *Trabajos del Instituto Español de Oceanografía*, 43: 37-49.
- Herranz, P., Acosta, J., Palomo, C., Sanz, J. L. y San Gil, C. (1988). Características batimétricas de la parte centro-oriental del Estrecho de Gibraltar. En: Grupo de Trabajo "Hércules", Características morfológicas y geofísicas de la parte centro-oriental del Estrecho de Gibraltar. *Monografías del Instituto Español de Oceanografía*, 2: 15-20.
- Izquierdo, F. J., Esteras, M. y Sandoval, N. G. (1996). Depósitos coralinos litificados en el Estrecho de Gibraltar. *Geogaceta*, 20, 2: 401-404.
- Lobo, F. J., Hernández-Molina, F. J., Somoza, L. y Díaz del Río, V. (2001). The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (southwest Spain). *Marine Geology*, 178, 1-4: 171-195.
- Muñoz, P. y Esteras, M. (1987). *Campañas de tomas de muestras del fondo marino en el Estrecho de Gibraltar (1981-1984).* Informe de síntesis. Informe técnico, SECEG, Madrid.
- Palomo, C., Acosta, J., Herranz, P., Sanz, J. L. y San Gil, C. (1983). Características geomorfológicas de la parte occidental del Estrecho de Gibraltar. En: Campañas oceanográficas de Geología Marina en el Estrecho de Gibraltar. *Trabajos del Instituto Español de Oceanografía*, 43: 51-73.
- Sandoval, N. (1993). *Estudio de muestras marinas de la campaña oceanográfica García del Cid-90.* Informe técnico, SECEG, Madrid.
- Sandoval, N. (1994). *Estudio de muestras marinas de la campaña oceanográfica García del Cid-93.* Informe técnico, SECEG, Madrid.

Sandoval, N. (1995). *Estudio de muestras marinas de la campaña oceanográfica García del Cid-94*. Informe técnico, SECEG, Madrid.

Sandoval, N., Sanz, J. L. y Izquierdo, F. J. (1996). Fisiografía y Geología del umbral del Estrecho de Gibraltar. *Geogaceta*, 20, 2: 343-346.

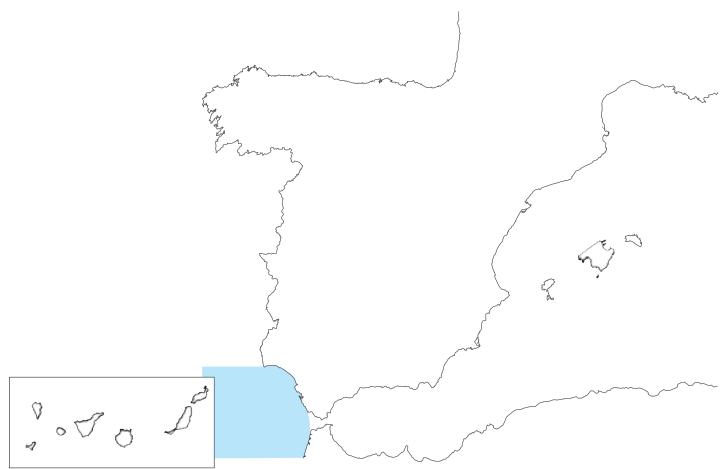
Sanz, J. L. y Palomo, C. (1983). Características morfológicas del umbral del Estrecho de Gibraltar. En: Campañas oceanográficas de Geología Marina en el Estrecho de Gibraltar. *Trabajos del Instituto Español de Oceanografía*, 43: 13-16.

Sanz, J. L., Acosta, J. y Herranz, P. (1990a). Características morfológicas y geológicas de las plataformas continentales del Estrecho de Gibraltar. En: *III Colloque International sur la Liaison Fixe Europe-Afrique a travers le Detroit de Gibraltar*. Comunicaciones: 31-41.

Sanz, J. L., Acosta, J. y Herranz, P. (1990b). Principales características morfológicas, sedimentarias y estructurales de los fondos marinos del Estrecho de Gibraltar. En: *III Colloque International sur la Liaison Fixe Europe-Afrique a travers le Detroit de Gibraltar*. Comunicaciones: 42-49.

Sanz, J. L., Acosta, J., Esteras M., Herranz, P. y Sandoval, N. (1991). *Prospección geofísica del Estrecho de Gibraltar (Resultados del programa Hercules. 1980-1983)*. Publicación Especial del Instituto Español de Oceanografía, 7, 48 p.

Sanz, J. L., Acosta, J., Herranz, P., Palomo, C., y San Gil, C. (1983). Síntesis de las características geológico-geofísicas de la parte occidental del Estrecho de Gibraltar. En: Campañas oceanográficas de Geología Marina en el Estrecho de Gibraltar. *Trabajos del Instituto Español de Oceanografía*, 43: 115-131.



EL MARGEN CONTINENTAL DEL GOLFO DE CÁDIZ

F. J. Hernández-Molina¹ y F. J. Lobo Sanchez²

(1)Dpto. de Geociencias Marinas. Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Vigo, 36200 Vigo (Pontevedra).
E-mail: fjhernan@uvigo.es

(2)CSIC-Universidad de Granada. Facultad de Ciencias, Campus de Fuentenueva, s/n, 18002 Granada.
E-mail: pacolobo@ugr.es

1. INTRODUCCIÓN

El Golfo de Cádiz se encuentra situado al suroeste de la Península Ibérica (Figura 1). Está limitado por las costas meridionales de Portugal, la costa suroeste de España y la costa norte de África. Al este se conecta con el mar de Alborán a través del estrecho de Gibraltar. Su margen continental septentrional está delimitado al este por Tarifa en el estrecho de Gibraltar, y el Cabo de San Vicente en Portugal hacia el oeste.

2. CONJUNTOS MORFOESTRUCTURALES

2.1. MARGEN CONTINENTAL SURIBÉRICO

Se localizado frente a las costas del Algarve y Huelva. Se encuentra sobre un antiguo margen pasivo estructurado y reactivado por movimientos alpinos. Se caracteriza por un margen abrupto con una plataforma relativamente estrecha y un pronunciado talud continental surcado por cañones submarinos (Baldy *et al.*, 1977; Nelson y Maldonado, 1999; Maldonado *et al.*, 1999).

2.2. MARGEN DEL GUADALQUIVIR

Se sitúa en la prolongación hacia el mar de la Cuenca del Guadalquivir y limita hacia el este por el Umbral de Barbate. Constituye un margen progradante sin la presencia de cañones submarinos, con una plataforma continental más ancha que la anterior y un talud de pendiente más suave, originado como consecuencia de la acumulación de unidades sedimentarias. El límite noroeste de este dominio está marcado por un alto de basamento (Banco del Guadalquivir) de dirección ENE-OSO, que llega a tener expresión batimétrica (Roberts, 1970; Maldonado *et al.*, 1999).

2.3. MARGEN DEL DOMINIO BÉTICO

Esta constituido por la extensión en el margen continental de las unidades tipo Flysh del Complejo del Campo de Gibraltar, las Unidades Externas Béticas (Subbético) y la Unidad Alóctona del Guadalquivir o Unidad Olistostromica. En este sector el margen vuelve a ser abrupto, con una plataforma estrecha y un talud escarpado por causa de la influencia que ejerce la tectónica en su configuración y sobre el que localmente se desarrollan cañones submarinos (Baldy *et al.*, 1977; Díaz del Río *et al.*, 1998; Nelson y Maldonado, 1999; Maldonado *et al.*, 1999; Rodero, 1999).

3. PROVINCIAS FISIOGRÁFICAS

3.1. EL LITORAL SUBMARINO

Se caracteriza, en general, por una costa baja de carácter arenoso, con playas que presentan importantes cordones dunares, y por el desarrollo de estuarios y medios sedimentarios mareales en la desembocadura de los ríos de mayor entidad (Guadiana, Piedras, Tinto-Odiel, Guadalquivir, Guadalete y Barbate). Sin embargo, frente al Cabo de San Vicente y en las proximidades del Estrecho de Gibraltar la costa presenta acantilados bien desarrollados. El tipo morfológico predominante en el dominio infralitoral son los prismas infralitorales que en forma de cuñas sedimentarias se disponen paralelas a la costa, con un borde de la ruptura deposicional a 20-30 m de profundidad, y anchuras menores a 8 km. Son igualmente frecuentes los afloramientos de basamento, bien en formas de rasas marinas o bien como umbrales submarinos.

3.2. LA PLATAFORMA CONTINENTAL

Presenta un gradiente de pendiente medio de 0,5° en la parte portuguesa, e inferior a 0,3° en la parte española (Figura 1). La anchura varía entre los 5 km y los 30 km, presentando la mayor extensión en la parte española, donde la anchura media es de 30 km, disminuyendo su extensión hacia Portugal (17 km) y hacia el Estrecho de Gibraltar (menor a 10 km). En la plataforma se determinan tres subdominios: a) Plataforma interna, desde el límite distal del infralitoral hasta 30-40 m de profundidad y gradientes de pendiente que pueden alcanzar 0,8°; b) Plataforma media, entre los 40 a 90 m de profundidad y una pendiente media menor 0,2° y c) Plataforma externa, entre los 90 m y el borde de plataforma, con gradientes de pendiente menores a 0,4° (Heezen y Johnson, 1969; Baldy, 1977; Vanney y Mougenot, 1981; Malod, 1982; Rey y Medialdea, 1989; Lobo, 1995, 2000; Roque, 1998; Rodero, 1999; Fernández-Salas *et al.*, 2003; Maldonado *et al.*, 2003; Lobo *et al.*, 2004). Los tipos morfológicos predominantes en la plataforma se agrupan en tres clases (Figura 2): 1) Deposicionales (prodeltas; formas de fondo: campos de *ripples*, *megaripples*, y ondas de arena, y relleno sedimentario de plataforma); 2) Erosivos (terrazas submarinas; plataforma de abrasión y superficie de erosión y afloramientos del basamento); y 3) Neotectónicos (escarpes submarinos y resaltes morfológicos).

El borde de la plataforma se encuentra a una profundidad media de 120-140 m, con un gradiente de pendiente máximo de 2° y una anchura máxima de 7 km. En general presenta un borde suave y progradante (Figura 1), si bien se puede determinar un borde abrupto en determinados sectores al sur del Cabo Trafalgar y frente a la plataforma de Faro (Vanney y Mougenot, 1981; Lobo, 1995; Roque, 1998; Rodero, 1999; Maldonado *et al.*, 2003). El tipo morfológico dominante en el borde de la plataforma esta representado por la cuña progradante de borde de plataforma, como cuerpo deposicional relicto.

3.3. EL TALUD CONTINENTAL

Presenta una gran amplitud (Figura 1), ocupando la mayor parte de los fondos del Golfo de Cádiz (Hernández-Molina *et al.*, 2003). El talud presenta un relieve muy irregular, y la transición con el ascenso continental es suave (Maldonado y Nelson, 1988). Posee un gradiente de pendiente medio de 0,2° (Heezen y Johnson, 1969), diferenciándose tres subdominios en función del gradiente y de los rasgos morfológicos que presenta (Roberts, 1970; Malod y Mougenot, 1979; Baraza y Nelson, 1992; Nelson *et al.*, 1993; Hernández-Molina *et al.*, 2003):

3.3.1. El Talud Superior

Se localiza entre los 130 y 400 m de profundidad (Figura 1), con 10 km de anchura media (localmente puede ser superior a 20 km) y un gradiente de pendiente entre 1° y 3° (Lobo, 1995, 2000; Roque, 1998; Rodero, 1999; Maldonado *et al.*, 2003). Los tipos morfológicos presentes se agrupan en cuatro clases: 1) Deposicionales, caracterizados básicamente por acumulaciones en el talud que constituyen la prolongación distal de la cuña progradante de borde de plataforma; 2) Erosivos, representados por una suave superficie de erosión en la parte más proximal del talud superior desde Cádiz hasta Barbate, una marcada superficie de erosión que representa el desmantelamiento de prácticamente todo el talud entre el cañón

de Portimao y la desembocadura del Río Guadiana, cañones submarinos en el talud del Algarve, y *gullies*; 3) Neotectónicos, que consisten fundamentalmente en deformaciones asociadas a intrusiones diapíricas y fracturas. También son frecuentes los *pockmarks* debido a la migración de fluidos y al escape de gases desde el sedimento (Baraza *et al.*, 1999; Rodero, 1999; Maldonado *et al.*, 2003); y 4) Gravitacionales, relacionados con fenómenos de deslizamientos y reptación.

3.3.2. El Talud Medio

Se localiza entre los 400 y 1200 m de profundidad. Se trata de una plataforma pelágica profunda de gran extensión, la cual puede alcanza una anchura máxima de hasta 100 km (Figura 1) y un gradiente de pendiente muy suave entre 0,5°-1° (Roberts, 1970; Maldonado *et al.*, 2003). Dentro de esta plataforma pelágica se pueden diferenciar cinco sectores:

3.3.2.1. Sector proximal al Estrecho de Gibraltar

Esta comprendido entre el Estrecho de Gibraltar y Cádiz (Figura 1). En este sector los tipos morfológicos erosivos son predominantes, principalmente las superficies de abrasión, los alineamientos y los surcos erosivos, si bien, al noroeste del sector, se identifican campos de ondas y cintas de arena (Kenyon y Belderson, 1973).

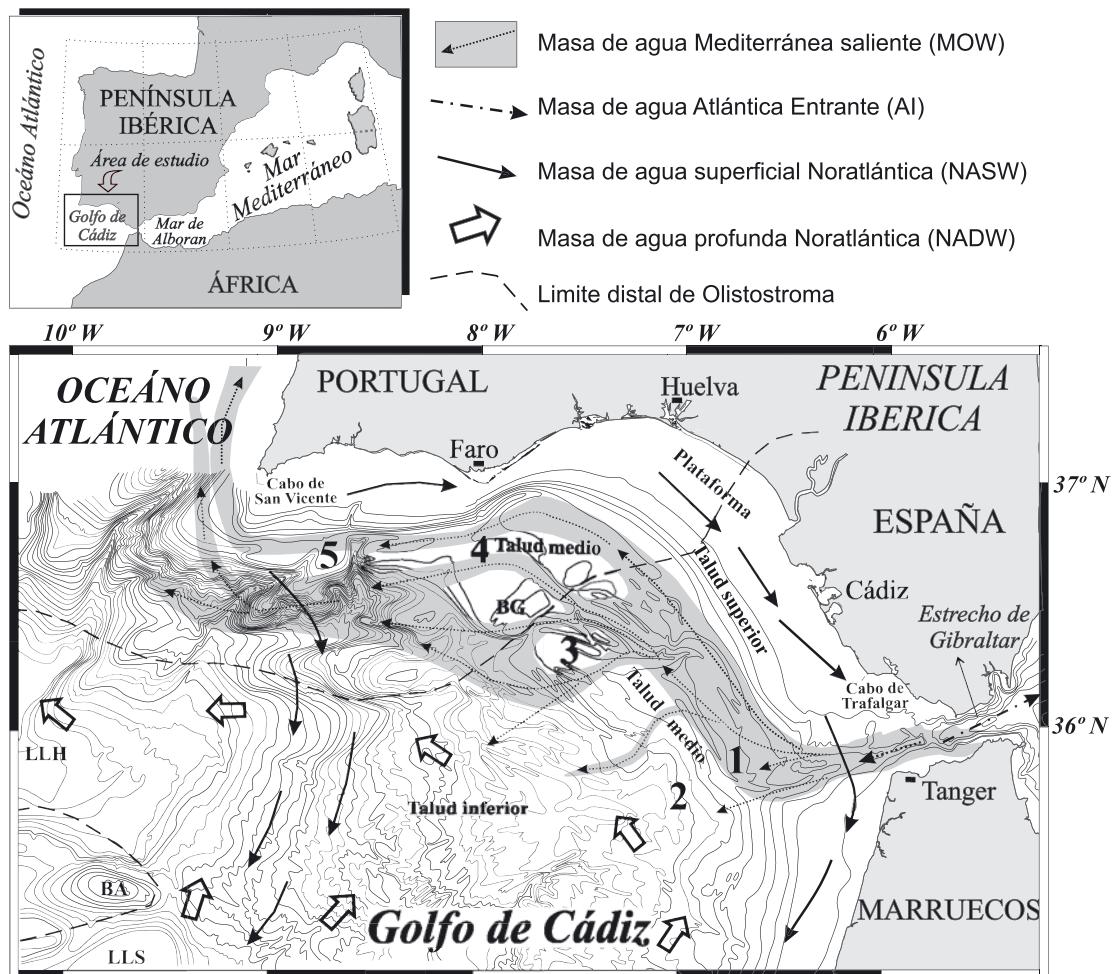


Figura 1. Ejemplos de tipos morfológicos superficiales identificados en el dominio infralitoral y de plataforma del margen septentrional del Golfo de Cádiz. A) Prisma infralitoral de Faro-Tavira; B) Cuerpo proximal del Guadiana (prodeltaico); C) Cuerpo distal del Guadiana; D) Lóbulo sedimentario de plataforma media; E) Relleno sedimentario de plataforma.

3.3.2.2. Sector de Desbordamiento

Se localiza al suroeste del sector proximal al Estrecho de Gibraltar, entre los 750 y los 1600 m de profundidad, y se caracteriza por una morfología en planta de abanico (Figura 1). Morfológicamente es un sector complejo, y representa un megacuerpo sedimentario atravesado por surcos erosivos. Los tipos morfológicos presentes se agrupan en: 1) Depositionales (lóbulos de fango, lóbulos de arena; campos de ondas de fango y ondas de arena); 2) Erosivos (surcos erosivos de dirección NE-SO); y 3) Gravitacionales (deslizamientos y *slumps*) (Kenyon y Belderson, 1973; Nelson et al., 1999; Kenyon et al., 2000; Akhmetzhanou et al., 2002; Habgood et al., 2002).

3.3.2.3. Sector de Canales Contorníticos y Umbrales Diapíricos

Esta localizado en el sector central del talud medio entre Cádiz y Faro (Figuras 1 y 2). En este sector predominan los tipos morfológicos erosivos, determinándose cinco canales contorníticos (Cádiz, Guadalquivir, Huelva, Diego Cao y Gusano) de más de 100 Km, con anchuras de 1,5-10 km e incisiones de hasta 350 m. Presentan forma de "S", con un tramo de dirección NO-SE paralelo al talud que cambia a una dirección NE-SO perpendicular al talud, debido a la presencia de dos umbrales diapíricos (Cádiz y Guadalquivir), y del Banco del Guadalquivir (Figura 2). Al norte de los umbrales diapíricos se reconocen valles marginales de carácter erosivo (Madelain, 1970; Kenyon y Belderson, 1973; Nelson et al., 1993, 1999; García, 2002).

3.3.2.4. Sector deposicional entre Cádiz y el Cañón de Portimao

Se localiza en el sector central y noroeste del talud medio, al norte del sector existen canales contorníticos y umbrales diapíricos hasta la base del talud superior (Figuras 1 y 2). En este sector se desarrolla el Sistema Contornítico de Faro-Albufeira (Gonthier et al., 1984; Mougenot y Vanney, 1982; Faugères et al., 1985, 1999; Stow et al., 1986; Llave et al., 2001) donde los tipos morfológicos dominantes son los deposicionales, caracterizados por dos tipos de depósitos: depósito contornítico monticular, elongado y separado de Faro-Albufeira (Figura 2) y depósitos contorníticos laminares. Dicho sistema contornítico representa el rasgo morfosedimentario de mayor entidad en el talud medio y tiene cinco elementos morfológicos (Llave et al., 2001): una superficie de erosión en el talud superior; la Fosa de Alvarez Cabral (con una longitud de 80 km y una anchura que varía entre los 4 y 11 km); el depósito monticular, elongado y separado de Faro-Albufeira (con 80 km de largo, 12 km de ancho); y los depósitos laminares de Faro-Albufeira y Bartolomeu Dias.

3.3.2.5. Sector de cañones submarinos

Esta localizado al oeste del talud medio entre Portimao y el Cabo de San Vicente (Figura 1). Las morfologías más relevantes son de dos tipos: 1) Erosivas, con la presencia de cañones submarinos (Portimao, Lagos, Sagres y San Vicente) (Mougenot y Vanney, 1982; Barnolas et al., 2000); y 2) Depositionales, predominando los depósitos contorníticos laminares (Portimao, Sagres y Lagos) separados por cañones submarinos (Llave et al., 2001).

3.3.3. El Talud Inferior

Se sitúan entre los 1200 y más de 4000 m. La pendiente de estos dominios varía entre 2° y 4° y presentan una anchura variable entre 50 km en el margen noroccidental y más de 200 km en el margen suroriental. Ambos presentan una morfología ondulada, en relación con la influencia de la Unidad Olistostrómica infrayacente, dando paso a las llanuras abisales de la Herradura (a 4800 m de profundidad) y del Sena (entre 4300 y 4400 m de profundidad) (Figura 1). En el margen del Algarve constituye un talud abrupto que conecta con la Llanura Abisal de la Herradura, mediante un extenso valle. Los tipos morfológicos más destacables son las formas de fondo de pequeña escala, cañones submarinos y el desarrollo de minicuencas en la parte proximal del talud inferior (Madelain, 1970; Meliéres, 1974; Gardner y Kidd, 1983).

Tanto en el talud medio como en el talud inferior son frecuentes las morfologías ligadas a la migración de fluidos y a la presencia de hidratos de gas en el fondo, tales como volcanes de fango, *pockmarks* y escape de gases (Baraza et al., 1999; Díaz del Río et al., 2003; Somoza et al., 2003).

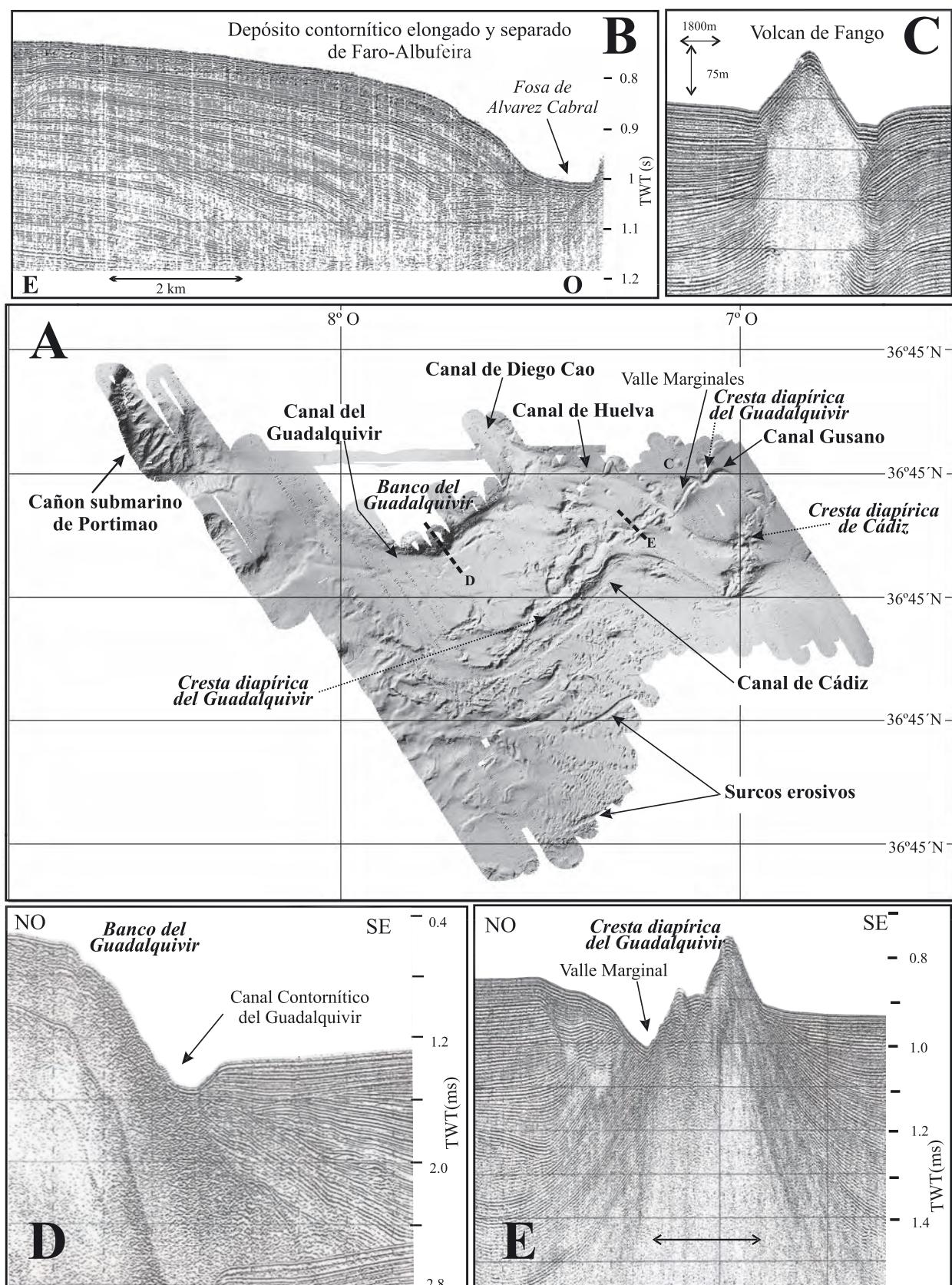


Figura 2. Ejemplos de los Tipos Morfológicos de mayor entidad en el talud medio del Golfo de Cádiz. A) Mosaico de Multihaz del Sector de Canales Contorníticos y Umbrales diapíricos localizado en el sector central del talud, donde se destacan los rasgos morfológicos mayores. B) Registro sísmico del Depósito Contornítico Monticular, Elongado y Separado de Faro-Albufeira, donde se puede ver la Fosa de Alvarez-Cabral adyacente. C) Ejemplo de morfología de Volcán de Fango; D) Banco del Guadalquivir y Canal Contornítico del Guadalquivir; y E) Cresta diapírica del Guadalquivir y Valle Marginal.

3.3.4. La Llanura Abisal

Se extiende más allá del talud a profundidades superiores a 4000 m, estando subdividida en cuencas separadas por bancos de dirección OSO-ENE (Mélières, 1974) (Figura 1). Las llanuras abisales más cercanas son las del Sena y la Herradura, separadas por el Banco de Ampere-Coral Patch y limitadas hacia el norte por el Banco de Gorringe, que las separa de la Llanura Abisal del Tajo (Melières, 1974).

4. BIBLIOGRAFÍA

- Akhmetzhanov, A. M., Kenyon, N. H., Habgood, E. L., Gardner, J., Ivanov, M. K. y Shashkin, P. (2002). Sand lobes in the Gulf of Cadiz: Towards better understanding of clastic reservoir high-resolution architecture. *Geosphere/Biosphere/hydrosphere Coupling Processes, Fluid Escape Structures and Tectonics at Continental Margins and Ocean Ridges*. En: *TTR 11 Post-Cruise Meeting & International Conference*. Abstracts Volume: 41-42.
- Baldy, P. (1977). *Géologie du Plateau Continental Portugaise (au sud du cap de Sines)*. Thèse de 3º Cycle, Univ. de Paris VI, 113 p.
- Baldy, P., Billot, G., Dupeuble, P. A., Malod, J., Moita, I. y Mougenot, D. (1977). Carte géologique du Plateau Continental Sud-portugais et Sud-espagnol (Golfe de Cadix). *Bulletin Société géologique de France*, 7, XIX: 703-724.
- Baraza, J. y Nelson, C. H. (1992). Clasificación y dinámica de formas de fondo en el Golfo de Cádiz: Implicaciones de la corriente profunda mediterránea en los procesos sedimentarios durante el Pliocuaternario. En: *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Simposios, 2: 477-486.
- Baraza, J., Ercilla, G. y Nelson, C. H. (1999). Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine Geology*, 155: 191-215.
- Barnolas, A., Díaz del Río, V., Somoza, L., Maestro, A., Vázquez, J. T., Hernández-Molina, F. J., Fernández-Puga, M. C., Llave, E., Lobo, F. J. y Alveirinho Dias, J. M. (2000). El cañón de Portimao y su relación con los depósitos contorníticos del margen del Algarve (Portugal). *Geotemas*, 1, 4: 101-104.
- Díaz del Río, V., Vázquez, J. T., Hernández-Molina, F. J., Alveirinho Dias, J. M., Lobo, F. J., Barnolas, A., Maestro, A., Roque, C., Fernández-Puga, M. C., Luis, J., Llave, E., Martín-Alfageme, S., y Ferreira, O. (1998). Influencia de la tectónica y de la dinámica oceanográfica en los rasgos geomorfológicos del talud continental del Golfo de Cádiz. En: *Investigaciones recientes de la Geomorfología española* (A. Gómez Ortiz, A. y F. Salvador Franch, Eds.). Sociedad Geomorfológica de España, Barcelona, 317-324.
- Díaz-del-Río, V., Somoza, L., Martínez-Frias, J., Mata, M. P., Delgado, A., Hernandez-Molina, F. J., Lunar, R., Martín-Rubí, J. A., Maestro, A., Fernández-Puga, M. C., León, R., Llave, E., Medialdea, T., Vázquez, J. T. (2003). Vast fields of hydrocarbon-derived carbonate chimneys related to the accretionary wedge/olistostrome of the Gulf of Cádiz. *Marine Geology* 195, 1-4: 177-200.
- Faugères, J. C., Cremer, M., y Monteiro, H. (1985). Essai de reconstitution des processus d'édification de la ride sedimentaire de Faro (Marge sud-Portugaise). *Bulletin Institut Géologique Bassin d'Aquitaine Bordeaux*, 37: 229-258.
- Faugères, J. C., Stow, D. A. V., Imbert, P., y Viana, A. (1999). Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, 162: 1-38.
- Fernández-Salas, L. M., Lobo, F. J., Hernández-Molina, F. J., Somoza, L., Rodero, J., Díaz del Río, V. y Maldonado, A. (2003). High-resolution architecture of late Holocene highstand prodeltaic deposits from southern Spain: The imprint of high-frequency climatic and relative sea-level changes. *Continental Shelf Research*, 23, 11-13: 1037-1054.
- García, M. (2002). *Caracterización morfológica del sistema de canales y valles submarinos del talud medio del Golfo de Cádiz (SO de la Península Ibérica): Implicaciones oceanográficas*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Cádiz, 114 p.
- Gardner, J. V. y Kidd, R. B. (1983). Sedimentary processes on the Iberian continental margin viewed by long-range side-scan sonar. Part 1: Gulf of Cadiz. *Oceanologica Acta*, 6, 3: 245-254.

Gonthier, E. G., Faugères, J. C., y Stow, D. A. V. (1984). Contourite facies of the Faro Drift, Gulf of Cadiz. En: *Fine-Grained Sediments, Deep-Water Processes and Facies* (D.A.V. Stow y D.J.W. Piper, Eds.). Geological Society, Special Publication, 15, 275-292.

Habgood, E., Kenyon, N., Akhmetzhanov, A., Gardner, J. y Mulder, T. (2002). Bottom current and gravity flow process interaction: unusual examples from the Gulf of Cadiz. En: *16th International Sedimentological Congress*. Abstract Volume: 138-139

Heezen, B. C., y Johnson, G. L. (1969). *Mediterranean Undercurrent and Microphysiography west of Gibraltar*. Lamont Geological Contribution, 1119, 95 p.

Hernández-Molina, F. J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M. C., Maestro, A., León, R., Barnolas, A., Medialdea, T., García, M., Vázquez, J. T., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L. M., Lobo, F., Alveirinho Dias, J. M., Rodero, J. y Gardner, J. (2003). Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the gulf of cadiz contourite depositional systems. *Geology*, 31, 1: 19-22.

Kenyon, N. H. y Belderson, R. H. (1973). Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedimentary Geology*, 9: 77-99.

Kenyon, N. H.; Akhmetzhanov, A. y Ivanov, M. (2000). Mediterranean Undercurrent Short Study. En: *Multidisciplinary Study of Geological Processes on the North East Atlantic and Western Mediterranean Margins* (N.H. Kenyon, M.K. Ivanov, A.M. Akhmetzhanov y G.G. Akhmanov, Eds.). Intergovernmental Oceanographic Commission Technical Series, 56, UNESCO, 102 p.

Llave, E., Hernández-Molina, F. J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D. A. V., Maestro, A. y Alveirinho Dias, J. M. (2001). Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Marine Geophysical Researches*, 22: 487-508.

Lobo F. J. (2000). *Estratigrafía de alta resolución y cambios del nivel del mar durante el Cuaternario del margen continental del Golfo de Cádiz (S de Iberia) y del Roussillon (S de Francia): Estudio comparativo*. Tesis Doctoral, Univ. de Cádiz, 617 p.

Lobo, F. J. (1995). *Estructuración y evolución morfosedimentaria de un sector del margen continental septentrional del Golfo de Cádiz durante el Cuaternario terminal*. Tesis de Licenciatura, Univ. De Cádiz, 200 p.

Lobo, F. J., Sánchez, R., González, R., Dias, J. M. A., Hernández-Molina, F. J., Fernández-Salas, L. M., Díaz del Río, V. y Mendes, I. (2004). Contrasting styles of Holocene highstand sedimentation and inferred dispersal system on a sector of the Gulf of Cadiz shelf. *Continental Shelf Research*, 24 (4-5): 461-482.

Madelain, F. (1970). Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le Cap Saint-Vincent. *Cahiers Océanographie*, 22: 43-61.

Maldonado, A. y Nelson, C. H. (1988). Dos ejemplos de márgenes continentales de la Península Ibérica: El margen del Ebro y el Golfo de Cádiz. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 3-4: 317-325.

Maldonado, A., Rodero, J., Pallarés, L., Pérez, L., Somoza, L., Medialdea, T., Hernández Molina, F. J., Lobo, F. y Maestro, A. (2003). *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 86-86S-87S (Cádiz)*. IGME, Madrid, 91 p y 5 mapas.

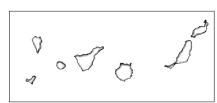
Maldonado, A., Somoza, L. y Pallares, L. (1999). The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz, geological evolution central North Atlantic. *Marine Geology*, 155: 9-43.

Malod, J. A. y Mougenot, D. (1979). L'Histoire géologique néogène du Golfe de Cadix. *Bulletin Société géologique de France*, 7, 21: 603-611.

Malod, J.A. (1982). *Comparaison de l'évolution des marges continentales au nord et au sud de la Peninsule Ibérique*. Thèse de doctorat d'État. Univ. de Paris, 235 p.

Melières, F. (1974). *Recherches sur la dynamique sédimentaire du golfe de Cádiz (Espagne)*. Thèse de doctorat d'État. Univ. de Paris, 235 p.

- Mougenot, D. y Vanney, J. R. (1982). Les Rides de contourites Plio-Quaternaires de la pente continentale sud-Portugaise. *Bulletin Institut Geologique Bassin d'Aquitaine Bordeaux*, 31: 131-139.
- Nelson, C. H. y Maldonado, A. (1999). The Cadiz Margin study off Spain: an introduction. *Marine Geology*, 155: 3-8.
- Nelson, C. H., Baraza, J. y Maldonado, A. (1993). Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz. Spain. *Sedimentary Geology*, 82: 103-131.
- Nelson, C. H., Baraza, J., Rodero, J., Maldonado, A., Escutia, C. y Barber, Jr. J. H. (1999). Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Pleistocene and Holocene sedimentary facies of Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology*, 155, 99-129.
- Rey, J. y Medialdea, T. (1989). *Los sedimentos cuaternarios superficiales del margen continental español*. Publicaciones Especiales del Instituto Español de Oceanografía, 3, 29 p.
- Roberts, D. G. (1970). The Rift-Betic orogen in the Gulf of Cadiz. *Marine Geology*, 9: M31-M37.
- Rodero, J. (1999). *Dinámica sedimentaria y modelo evolutivo del margen continental suroriental del Golfo de Cádiz durante el Cuaternario Superior (Pleistoceno Medio-Holoceno)*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada, 343 p.
- Roque, A.C.F.P. (1998). *Análise morfosedimentar da sequência deposicional do Quaternário Superior da plataforma continental Algarvia entre Faro e a foz do Rio Guadiana*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Lisboa, 221 p.
- Somoza, L., Díaz-del-Río, V., León, R., Ivanov, M., Fernández-Puga, M. C., Gardner, J. M., Hernández-Molina, F. J., Pinheiro, L. M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J. T., Medialdea, T. y Fernández-Salas, L. M. (2003). Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution data. *Marine Geology*, 195, 1-4: 153-176.
- Stow, D.A.V., Faugères, J. C. y Gonthier, E. (1986). Facies Distribution and textural variation in Faro Drift contourites, velocity fluctuation and drift growth. *Marine Geology*, 72: 71-100.
- Vanney, J. R. y Mougenot, D. (1981). *La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes, analyse geomorphologique*. Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, 28, 81 p.



EL MARGEN CONTINENTAL DE GALICIA Y DEL MAR CANTÁBRICO

J. L. Sanz Alonso

Instituto Español de Oceanografía. Corazón de María, 8, 28002 Madrid. E-mail: Josel.sanz@md.ieo.es

1. INTRODUCCIÓN

La morfología del margen nor-español está controlada, en gran parte, por la estructuración tectónica de la zona (Berthois, et al., 1965), habiéndose interpretado el límite entre la plataforma continental y la plataforma marginal, el talud continental y los grandes cañones, como la traza morfológica de grandes accidentes. Se pueden diferenciar dos tipos de márgenes, un margen atlántico, de tipo pasivo, de dirección N-S, que corresponde al Margen Gallego y cuya compartimentación se relaciona con la apertura del Océano Nor-Atlántico, y un Margen Cantábrico, de tipo abrupto, de dirección E-O relacionado con la estructuración alpina (Boillot et al., 1971). Según Montadert et al. (1971), el margen continental nor-español puede dividirse en tres conjuntos estructurales: a) la zona al oeste del Cabo Finisterre, que corresponde a la prolongación occidental del bloque ibérico, incluida la región del Banco de Galicia; b) la zona comprendida entre el Cabo Finisterre y el Cañón de Santander, caracterizada por una margen ancho, salvo en la zona en que lo corta el Cañón de Llanes, y una zona elevada, el Banco de Le Danois; y c) la zona al este del Cañón de Santander, donde la anchura del margen, así como la profundidad de su base disminuyen notablemente. En su conjunto, el margen presenta una importante complejidad, con una amplitud media de 70 km que disminuye de oeste a este, y está incidido por seis importantes y profundos cañones, la mayoría oblicuos al margen, con direcciones NO-SE y NE-SO, de los que cuatro, los cañones de Avilés, Llanes, Lastres y Santander, presentan la cabecera muy cerca de la costa, mientras que los otros dos, el de A Coruña y el de Torrelavega comienzan en el talud. Todos estos cañones están asociados a importantes fracturas relacionadas con el desarrollo del Golfo de Vizcaya.

2. PROVINCIAS FISIOGRÁFICAS

2.1. LA PLATAFORMA CONTINENTAL

La plataforma continental, cuyo límite se sitúa aproximadamente a los 170 m de profundidad, aunque en algunas zonas de la parte noroeste de Galicia alcanza los 200 m, tiene una anchura que varía entre los 10 km y 35 km, decreciendo generalmente de oeste a este. La pendiente media oscila entre el 0,3° a 0,4°. Presenta un perfil de tipo cóncavo, ya que entre la costa y los 100-120 m de profundidad frecuentemente presenta una pendiente mayor que la media, llegando en ocasiones a alcanzar 0,6°. Por otra parte, la plataforma externa, entre los 120-140 m es bastante más aplacera, pues presenta una pendiente media bastante menor que la general. No obstante, al este del Cañón de Torrelavega, donde la plataforma es más reducida y presenta los mayores gradientes, no se aprecia dicho aplacamiento y el límite se sitúa a menor profundidad.

2.2. EL TALUD CONTINENTAL Y LLANURA ABISAL

El talud es abrupto y bastante estrecho, variando entre los 22 km y 45 km, siendo más reducido en la parte este. La pendiente oscila entre 3,2° a 4°, aunque en algunas zonas alcanza los 12°. Destaca la existencia

de tres plataformas marginales profundas situadas entre los 600 y 3.000 m de profundidad que, de oeste a este, corresponden a la Plataforma de Pardo Bazán (cuya profundidad varía entre los 1.000 y 2.500 m), la Plataforma de Ortegal (desciende suavemente de 300 a 400 m, pero puede prolongarse incluso hasta los 600 m), y la Plataforma de Las Landas (con fondos entre los 1.000 y 1.500 m), que está situada en el talud más oriental del margen cantábrico. Así mismo, se pueden distinguir la existencia de cuatro altos morfológicos de gran relevancia, dos de ellos en la zona más occidental, enfrente del margen gallego, que corresponden a los bancos de Galicia (cuya cima está a unos 600 m de profundidad) y de Vigo (con la cima sobre los 2.100 m), y los otros dos en el sector central de la cornisa cantábrica, el Banco de Le Danois (cuya cima está a una profundidad de 500 m) que se extiende en dirección E-W, y el Promontorio de Santander (sobre los 1500 m), delimitado por los cañones de Torrelavega y Santander, que presenta una dirección N-S. La base del talud continental se sitúa a profundidades decrecientes de oeste a este, variando desde los 5.000 m en la zona occidental, a los 4.800 m frente a Cabo Ortegal, desde donde se mantiene a una profundidad media de unos 4.700 m hasta aproximadamente el meridiano del Cabo de Peñas. A partir de este cabo disminuye la profundidad hasta alcanzar los 4000 m en la base del Cañón de Santander, zona desde la que el pie del talud coincide con el eje del Cañón de Capbreton, cuya profundidad se va reduciendo hacia el este, desde los 2.900 m hasta los 900 m en la zona de Fuenterrabía. A la base del talud, cuya profundidad de oeste a este varía de los 5.000 a los 4.000 m, en lugar del ascenso continental se extiende la Fosa Nor-Española sobre la Llanura abisal.

3. SECTORES MORFOLÓGICOS

No obstante la división del margen que hace Montadert *et al.* (1971), si se consideran las variaciones en anchura, pendiente y los grandes accidentes que afectan al margen, es recomendable, para su descripción, dividir esta área en 4 sectores morfológicos, que de oeste a este corresponden a: 1) la zona comprendida entre la frontera portuguesa y el Cabo de Ortegal, 2) el tramo comprendido entre el Cabo de Ortegal y el Cañón de Avilés, 3) la zona delimitada por el Cañón de Avilés y el Cañón de LLanes y 4) el tramo comprendido entre el Cañón de LLanes y el Cañón de Capbreton.

3.1. SECTOR COMPRENDIDO ENTRE LA FRONTERA PORTUGUESA Y CABO ORTEGAL

Este sector está delimitado al norte y al sur por dos alineaciones NO-SE, reflejo de accidentes subparalelos tanto a la parte norte del margen continental (frente al Cabo Ortegal), como a la fractura que da lugar al cañón de A Coruña. Al oeste del Cabo Finisterre el margen se continuaría en el Banco de Galicia, prolongación occidental del bloque ibérico según Montadert *et al.* (1971), que constituye una extensa meseta submarina con una profundidad media de unos 700 m, que presenta una acusada pendiente rectilínea hacia la Llanura Abisal de Vizcaya, mientras que las laderas hacia la Llanura Abisal de Iberia son más irregulares. En el margen continental de este sector se diferencian dos subsectores: 1) Subsector oeste, que se caracteriza por que su límite inferior se sitúa sobre los 2.700 m, la anchura varía desde los 100 km en el oeste a los 131 km en la parte noroeste y por ser notablemente subparalelo al contorno general de la costa hasta aproximadamente los 2000 m de profundidad, desde donde comienza a resultar más irregular; 2) Subsector norte, cuyo límite inferior se sitúa alrededor de los 4.800 m y tiene una anchura de unos 73 km. En general, la orientación NO-SE y NE-SO de los principales accidentes morfológicos refleja un control estructural (Auxietre y Dunand, 1978).

La fachada oeste de este sector corresponde a un margen continental pasivo de tipo atlántico ligeramente subsidente, mientras que la fachada norte está afectada por la tectónica del sistema alpino en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya y la evolución de un margen activo durante la orogenia alpina. Por tanto, la plataforma de Galicia se puede dividir en dos subsectores claramente diferenciados, el correspondiente a las Rías Bajas, donde la rotura de pendiente de la plataforma, así como las líneas que unen las cabeceras y embocaduras de las rías están controladas por accidentes N-S, que se relacionan con fallas lísticas profundas (Boillot *et al.*, 1980), mientras que las direcciones de las rías están asociadas a accidentes tardihercinicos NE-SO (Auxietre y Dunand, 1978), y el correspondiente a las Rías Altas, donde tanto la orientación de la línea de costa, como la rotura de pendiente de la plataforma atlántica y las principales morfologías de la plataforma están controladas por direcciones morfoestructurales de orientación E-O, ENE-OSO y NE-SO (heredadas de la orogenia hercinica).

El basamento de este sector constituye un cinturón rocoso aflorante casi continuo, que bordea la costa hasta una profundidad de 60 m a 100 m, interrumpiéndose en las bocanas de las rías (Lamboy, 1976; Rey y Díaz del Río, 1987a y b; Rey *et al.*, 1989; ITGE, 1989). La anchura media de esta franja es del orden de

unos 6 km, con un máximo de 11 km al oeste del Cabo Ortegal, desapareciendo rápidamente hacia mayores profundidades de la plataforma continental bajo la capa de sedimentos recientes, aunque reaparece en diversos puntos del borde externo del talud continental (Lamboy, 1976; Capdevila, 1980; Vanney y Mougenot, 1981).

La plataforma continental, cuyo límite se encuentra sobre los 180 m a 200 m, es subparalela a la costa y tiene una anchura media de unos 35 km, aunque entre el Cabo Toriñana y el Cabo Ortegal, zona en la que la costa y el margen adquieren una orientación NE-SO, la anchura de la plataforma disminuye, variando entre los 20 km y 30 km. La pendiente media es de 0,3° frente a las Rías Bajas, de 0,5° entre los cabos Finisterre y Ortegal, y 0,35° en el norte. No obstante, entre la costa y los 90 m de profundidad la pendiente alcanza un valor medio de 0,7°; mientras que la plataforma externa, entre los 170 m y el límite de la plataforma, es bastante más aplaceraada, pues tiene una pendiente media del 0,1°. En la plataforma interna, la pendiente generalmente alta de la zona infralitoral es debida a relieves residuales (bajos rocosos e isletas) que enlazan con las puntas y cabos del dominio supralitoral. Además, presenta morfologías de acumulación, por lo general al pie de los primeros escarpes del basamento o rellenando depresiones. En la plataforma media, al pie de los últimos relieves de los afloramientos costeros del basamento, se desarrollan formas deposicionales entre vestigios de morfologías heredadas; siendo de destacar, frente a las Rías Bajas, las pequeñas irregularidades del relieve debidas a superficies de erosión o deposito, cuyos desniveles mayores no superan los 3 m (Rey y Díaz del Río, 1987a; Rey et al., 1989; Rey, 1990). La plataforma externa se caracteriza por la coexistencia de relieves residuales relacionados con los afloramientos de las unidades rocosas de las series superiores de edad post-Luteciense (Lamboy y Odin, 1975), situadas en el borde distal, con un prisma sedimentario progradante, situado en la parte proximal de este subsector. Así mismo, hacia el límite exterior de la plataforma, se desarrollan morfologías gravitacionales sobre el prisma progradante del borde de plataforma.

El talud, cuya anchura media es de 22 km, presenta el límite inferior sobre los 2.500-3.000 m de profundidad, tiene una pendiente media de 6° y está cortado, en la parte oeste por cinco importantes cañones submarinos, cuyas cabeceras apenas deforman el borde de la plataforma, entre los que destaca el Cañón de A Coruña, de dirección NO-SE, la misma que la de los cañones de Lage, Mugia y Arosa, mientras que el Cañón de Vigo está asociado a una falla de dirección NNO-SSE. En la parte norte del sector el margen está cortado por los cañones de Prioriño, San Jorge, Frouseira y Cedrinos, cuyas cabeceras no llegan al borde de la plataforma, comenzando alguno incluso a más de 500 m de profundidad. En la parte oeste, la base del talud está delimitada por unas depresiones batimétricas, a lo largo de una amplia banda, que le separan de los bancos de Vigo y de Galicia.

3.2. SECTOR COMPRENDIDO ENTRE CABO ORTEGAL Y EL CAÑÓN DE AVILÉS

El margen continental de este sector, disectado por el Cañón de Avilés y diversos valles no muy acusados, presenta una anchura media de 87 km, pudiendo situarse la base, que coincide con el pie del talud, sobre los 4.800 m a 4.700 m.

La plataforma continental, cuyo límite se encuentra sobre los 170 m, es más ancha que en el sector anteriormente considerado, pues alcanza los 31 km. La pendiente media entre la costa y los 140 m es de 0,7°, profundidad a partir de la que la pendiente media se reduce hasta los 0,1°, aplacerándose hasta el límite de la plataforma. Existen varias zonas elevadas, asociadas a altos estructurales, destacando el que se aprecia al este de Ribadeo, donde la mitad de la plataforma externa corresponde a una elevación de unos 20 m, subparalela al borde.

El talud, del que limite inferior se sitúa sobre los 4.700 m de profundidad, tiene una pendiente media de 6°, que aumenta hacia el oeste. Es una forma joven, seguramente en vías de erosión, donde abundan afloramientos cretácicos.

3.3. SECTOR COMPRENDIDO ENTRE EL CAÑÓN DE AVILÉS Y EL CAÑÓN DE LLANES

La anchura media del margen en esta zona es de unos 87 km, aunque en la parte oriental llega a alcanzar los 95 km, pudiendo situarse su límite inferior sobre los 4.600 m de profundidad. Está delimitado al este y oeste por dos grandes cañones submarinos de dirección NO-SE (Cañón de Avilés) y NE-SO (Cañón de Llanes) de claro control tectónico y al norte por la presencia del Banco de Le Danois. Esta elevación alargada de

dirección E-O, presenta una cima bastante plana de unos 42 km de largo y 18 km de ancho, que se localiza a profundidades comprendidas entre los 500-600 m, aunque desciende, hacia el este, con una pendiente relativamente suave hasta los 2.000 m. Está separada de la plataforma continental por un canal de unos 550 m de fondo, que excava el margen entre los 500 m y 1.050 m de profundidad aproximadamente y orientación E-O, que continua hacia el este, terminando en un afluente del Cañón de Lastres.

La plataforma continental, cuyo límite se sitúa sobre los 160 m de profundidad, tiene una anchura media de unos 25 km y una pendiente media de 0,4°; no obstante, entre la costa y los 110 m, la pendiente es de 0,6°, mientras que en la plataforma externa, entre los 110 m y 140 m, presenta una zona más aplacerada, cuya pendiente media es de 0,2°.

El talud es bastante abrupto, tiene una anchura media de unos 45 km y una pendiente media de 5,5°, aunque en algunos puntos puede alcanzar los 20°. La Falla Cantábrica, paralela al *Horst* de Peñas, se prolonga en el Cañón de Avilés (Berthois *et al.*, 1965; Martínez-Alvarez, 1968). Las fallas asociadas a estas grandes estructuras, que delimitan *horst* y *grabens*, dan lugar a los numerosos cañones que disecan el talud.

3.4. SECTOR COMPRENDIDO ENTRE EL CAÑÓN DE LLANES Y EL CAÑÓN DE CAPBRETÓN

El margen continental en este sector desde el Cañón de Llanes al Cañón de Santander tiene una anchura media de unos 95 km y una profundidad que varía desde los 4.000 m, en el oeste, a los 3.500 m, en el este. Desde esta zona hacia el este, donde su continuidad parece cortada por la Plataforma Marginal de Las Landas, la anchura disminuye a sólo unos 37 km. El límite inferior del margen continua lo largo del Cañón de Capbreton con una dirección E-O, presentando una profundidad de unos 2.900 m en el meridiano de Bilbao, y disminuyendo hacia el este hasta los 900 m en el meridiano de Fuenterrabía. Las principales estructuras morfológicas corresponden al Cañón de Santander (de unos 62 km de longitud), que según Damotte y Hemon (1969) y Damotte *et al.* (1969), sería prolongación en mar de la flexura del Río Mieja y el promontorio de Santander, que tiene una profundidad de 2.000 a 3.000 m y está delimitado por los cañones de Santander y Torrelavega (de unos 130 km de longitud).

La plataforma continental es mucho más reducida que en las zonas adyacentes y presenta mayor gradiante. El límite se encuentra entre los 100-110 m y la extensión varía entre los 7 km y los 15 km, aunque en la zona comprendida aproximadamente entre los cabos de Ajo y de Machichaco se ensancha hasta los 22 km. No presenta la zona aplacerada que se aprecia en el resto de la plataforma continental cantábrica, salvo en el valle submarino que continua a la Ría de Bilbao, donde se produce una suavización de la pendiente entre los 90 m y 100 m, quizás por la existencia de un abanico sedimentario. La pendiente de la plataforma varia desde 0,8° en la parte oeste de la zona a 0,4° en la parte este. La plataforma interna comprendida entre San Vicente de la Barquera y Santander, corresponde a una superficie de erosión, que presenta pequeñas crestas subparalelas a la costa, debidas a la erosión diferencial de las unidades aflorantes en esta zona.

El talud, cuya extensión es de unos 15 km, tiene una pendiente media del 3,5°, que se suaviza en la parte oriental hasta alcanzar los 3°. El Cañón de Santander, en el que desemboca el Cañón de Capbretón, marca un importante límite en el talud continental, pues al este el margen es más suave que entre Finisterre y esta zona. El Cañón de Llanes, paralelo al Cañón de Lastres, separa dos regiones totalmente diferentes. Al oeste se extiende una zona fuertemente estructurada en el Terciario (Boillot *et al.*, 1971), mientras que hacia el este el margen es bastante irregular y estrecho, con afloramientos cretácicos y eocenos (Boillot *et al.*, 1971), presentando un talud que está surcado por numerosos valles submarinos o pequeños cañones que apenas llegan a afectar a la plataforma continental, siendo mucho más estrecho. A lo largo del Cañón de Llanes, de unos 62 km longitud, aparecen fallas y plegamientos de dirección NO-SE formando una banda perpendicular al promontorio que separa los cañones de Llanes y de Lastres (Boillot *et al.*, 1971, Dérégnaucourt y Boillot, 1982) ambos tributarios del Cañón de Torrelavega.

4. BIBLIOGRAFÍA

Auxietre, J. L. y J. P. Dunand. (1978). Geologie de la marge ouest iberique au nord de 40° N: le banque de Galicie. Les Montagnes de Vigo, de Vasco de Gama et de Porto. Tesis Doctoral. Univ. du Paris, 216 p.

Berthois, L., Brenot, R. y Ailloud, P. (1965). Essai d'interprétation morphologique et tectonique des levés bathymétriques exécutés dans la partie Sud-Est du Golfe de Gascogne. *Revue des Travaux de l'Institut des Peches Maritimes*, 26, 3: 321-342.

Boillot, G., Dupeuble, P. A., Lamboy, M., D'Ozouville, L. y Sibuet, J. C. (1971). Structure et histoire géologique de la marge continentale au Nord de l'Espagne (entre 4° et 9° W). En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debyser, X. Le Pichon y L. Montadert). Publications de l'Institut Français du Pétrole. Collection Colloques et Séminaires, 22, éditions Technip, Paris, V.6.1-V6.52.

Boillot, G., S. Grimaud, A. Mauffret, D. Mougenot, J. Konisprobst, J. Mergoil-Daniel y G. Torrent. (1980). Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentine diapir west of Galicia Bank. *Earth and Planetary Science Letters*, 48: 23-24.

Capdevila, R. (1980). El zócalo antemesozóico sumergido del margen continental Norte-Iberico. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 1: 15-17.

Damotte, B. y Hemon, CH. (1969). Traitement de l'information sismique en océanographie. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, XXIV-9, 1029-1060.

Damotte, B., Debyser, J., Delteil, J. R. y Montadert, L. (1969). Nouvelles données structurales sur le Golfe de Gascogne obtenues par sismique réflexion "Flexotir". *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, XXIV-9: 1061-1072.

Dérégnaucourt, D. y Boillot, G., (1982). Nouvelle carte structurale géologique du Golfe de Gascogne. *Compte Rendus de l'Academie des Sciences*, II, 294: 219-222.

ITGE (1989). *Mapa y memoria explicativa del Cuaternario de España a escala 1:1.000.000*. ITGE. Madrid, 279 p. y 1 mapa.

Lamboy M. (1976). *Géologie marine et sous-marine du plateau continental au Nord-Ouest de l'Espagne. Genèse des glauconies et des phosphates*. Thèse d'Etat, Univ. de Rouen, 285 p.

Lamboy, M. y Odin, G. S. (1975). Nouveaux aspects concernant les glanconites du plateau continental nord-ouest espagnol. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XVIII, 2: 99-120.

Martinez-Álvarez, J. A. (1968). Consideraciones respecto a la zona de fractura ("Falla Cantábrica") que se desarrolla desde Aviles (Asturias) hasta Cervera del Pisuerga (Palencia). *Acta Geológica Hispánica*, III, 5: 142-144.

Montadert, L., Damotte, B, Fail, J.P., Deltei, J. R. y Valery, P. (1971). Structurale géologique de la marge continentale asturienne et cantabrique (Espagne du Nord). En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debyser, X. Le Pichon y L. Montadert). Publications de l'Institut Français du Pétrole. Collection Colloques et Séminaires, 22, éditions Technip, Paris, V.7.1-V.7.15.

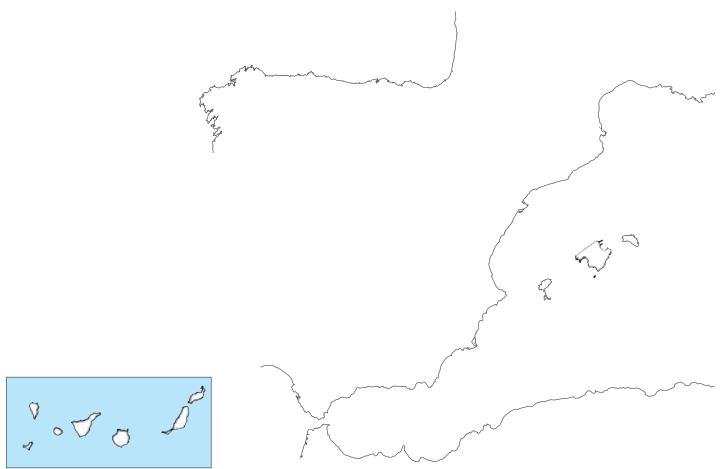
Rey, J. (1990). *Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las rías bajas y su evolución durante el Cuaternario*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 398 p.

Rey, J. y Díaz del Río., V. (1987a). Structure sedimentary units in the Galician continental Shelf. *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 12: 35-45.

Rey, J. y Diaz del Río., V. (1987b). La plataforma continental de Galicia, dos áreas deposicionales (atlántica-Rías Bajas y cantabroatlántica-Rías Altas). En: *VII Reunión sobre el Cuaternario. Comunicaciones*: 239.

Rey, J., M. Alonso, T. Bianchi, R. M. Cal, G. Santiago, V. Díaz del Río, V., M. A. Fernández, C. García, M. G. González, E. López-Jamar, A. Miranda y D. Rice. (1989): *Características y resultados preliminares de la Campaña Breogán 485 en la plataforma continental de Galicia*. Informes Técnicos del Instituto Español de Oceanografía, 71, 39 p.

Vanney, J. R. y Mougenot, D. (1981). *La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes, analyse geomorphologique*. Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, 28, 81 p.



EL MARGEN CONTINENTAL DE LAS ISLAS CANARIAS

A. Maestro González, T. Medialdea Cela, E. Llave Barranco, L. Somoza Losada y R. León Buendía

Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosa, 23, 28003 Madrid.
E-mail: a.maestro@igme.es; t.medialdea@igme.es; e.llave@igme.es; l.somoza@igme.es; r.leon@igme.es

1. INTRODUCCIÓN

La formación del archipiélago canario tiene su origen en los sucesivos episodios volcánicos que se han desarrollado en la isla. En consecuencia, la morfología de la zona sumergida es el resultado del rápido desarrollo de los edificios volcánicos asociados y el posterior desplome de sus flancos por procesos de inestabilidad gravitacional, favorecidos por fenómenos sísmicos.

2. PROVINCIAS FISIOGRÁFICAS

2.1. EL LITORAL SUBMARINO

El límite distal entre la superficie ocupada por el infralitoral y la plataforma está marcado por una fuerte rotura de pendiente, y en la práctica resulta difícil establecer su límite, razón por la cual algunas morfologías de depósito se inician junto a la costa y alcanzan profundidades próximas a los 50 m. Destacan los depósitos con morfología lobulada correspondientes a las acumulaciones de carga sólida que transportan los cursos hídricos de carácter torrencial y que vierten al mar una carga heterogénea sin clasificar, posteriormente modelada por los agentes oceanográficos. En algunas islas pueden llegar a alcanzar amplitudes y espesores considerables, como es el caso del prisma generado frente al Valle del Gran Rey en la Isla de Gomera, donde los depósitos recientes alcanzan potencias próximas a los 40 m. Otro caso singular es el prisma que se forma en la desembocadura del Barranco de Las Angustias que se encaja en la Caldera de Taburiente de la Isla de La Palma.

2.2. LA PLATAFORMA CONTINENTAL

Presenta una extensión muy variada, aunque de un modo general se pueden diferenciar dos conjuntos. En el primero de ellos se incluyen las islas de Gran Canaria, Fuerteventura, Lanzarote y Gomera que presentan una plataforma relativamente extensa, en comparación con el resto del archipiélago. Las plataformas de Lanzarote, Fuerteventura y Gran Canaria se extienden aproximadamente hasta una profundidad de 100 m, donde se produce la ruptura de pendiente. Sin embargo, en el caso de Gomera, y sobre todo en su parte norte, la ruptura de la plataforma se sitúa en torno a los 200 m de profundidad. Por lo que respecta a su extensión y forma, estas plataformas son más o menos regulares en las islas de Gran Canaria y Gomera, de perímetro más o menos regular, indicando períodos largos de procesos de abrasión marina (Krastel et al., 2001). En ellas, el límite exterior se sitúa a distancias entre 4 y 10 km a la costa, variando excepcionalmente a causa del vulcanismo post-Mioceno (Schmincke, 1998). Por el contrario, la plataforma de Lanzarote-Fuerteventura presenta una anchura irregular, que se incrementa notablemente en sus extremos norte y sur, llegando en este último hasta los 20 km. En el segundo conjunto de islas, constituido por Tenerife, La Palma y Hierro, se puede afirmar que la plataforma es prácticamente inexistente, descendiendo de manera brusca hasta fondos

de más de 1.000 m, en distancias a la costa que oscila en menos de 2 km y un máximo de 8 km, existiendo puntos en los cuales la extensión de la plataforma alcanza tan sólo de unos cientos de metros.

2.3. EL TALUD CONTINENTAL

El talud continental es asimismo estrecho y está marcado por fuertes pendientes (en algunos puntos superiores a los 25°), hasta llegar al punto de inflexión donde da comienzo el ascenso continental (con pendientes medias, también muy elevadas, de 5°), el cual se localiza a partir de profundidades que varían, según las zonas, entre 1.000 y 3.000 m. En el talud se observan frecuentemente procesos masivos de deslizamientos, que afectan a la cobertura sedimentaria, y fenómenos de avalancha, que seccionan los conos volcánicos, y se canalizan en la parte superior de los valles submarinos, generando crestas longitudinales que conforman las dorsales divisorias entre los mismos. Estos deslizamientos, que también se detectan en las zonas emergidas, presentan una pendiente que varía entre los 10° en las zonas de cabecera y 5° a los 3.000 m de profundidad (Masson *et al.*, 2002). En los flancos de las islas, donde aparentemente no se han producido procesos de deslizamiento son más irregulares y más abruptos, con pendientes que varían entre los 12° a superiores de 30° en su parte superior, y que disminuyen muy rápidamente talud abajo, a profundidades superiores a los 3.000 m. En las zonas más alejadas se forman abanicos lobulados con numerosos bloques de dimensiones decamétricas a kilométricas, que aparentemente han sido transportados a lo largo de grandes distancias (Masson *et al.*, 1992a y b; Urgeles *et al.*, 1998), y cuyo representante más singular es el denominado Bloque de San Borondón de casi una decena de kilómetros de longitud y 250 m de elevación sobre el fondo marino, localizado al norte de Tenerife (Muñoz *et al.*, 1996).

Se ha estimado que al nordeste y sureste de Tenerife estos abanicos lobulados, con restos de megabloques cubren un área de 4.100 km², presentan un volumen de material desplazado de 1.000 km³ (Watts y Masson, 1995, 1998; Grupo Teide, 1997). Estos procesos han sido multiepisódicos (Watts y Masson, 1998) y ha sido posible datar los eventos más antiguos entre los 6 y 2-3 Ma (Cantagrel *et al.*, 1999). Se han reconocido al menos cuatro eventos de procesos de avalancha en el flanco septentrional (Icod; Orotava; Roques de García y Teno; y Anaga) y uno en el flanco sureste que constituye en superficie el Valle de Guimar (Krastel *et al.*, 2001). La Avalanche de Icod es la más reciente de todas y su edad ha sido estimada en 170 ka (Cantagrel *et al.*, 1999; Watts y Masson, 1995). El área afectada es de unos 20 km de ancho por 105 km de longitud

En el flanco oeste de la Isla de La Palma también se ha detectado importantes depósitos de avalancha que cubren un área de aproximadamente 2.000 km² (Urgeles *et al.*, 1996). Se han diferenciado cuatro lóbulos distintos de depósitos de avalancha, que representan dos, y probablemente hasta más de cuatro eventos de deslizamiento. El más reciente de los deslizamientos se ha denominado Cumbre Nueva y se encuentra fosilizando parcialmente a los más antiguos, agrupados bajo la denominación de Complejo de la Playa de la Veta (Urgeles *et al.*, 1999). El deslizamiento de Cumbre Nueva cubre un área de aproximadamente 780 km² y el volumen estimado del depósito es de 95 km³. Da lugar a una zona elevada en el flanco de la isla entre los 2.500 y 4.000 m de profundidad. El escarpe asociado al deslizamiento se extiende en tierra, dentro de los valles que están limitados por la Caldera de Taburiente y la Cresta de Cumbre Nueva. La edad ha sido estimada entre los 530 ka y los 125 ka. El Complejo de la Playa de la Veta está constituido por tres lóbulos que se distribuyen entre los 1.000 y los 3.000-4.000 m de profundidad. Los límites de los distintos cuerpos deslizados quedan marcados por la existencia de canales, y su edad ha sido establecida entre los 800 ka y 1 Ma (Urgeles *et al.*, 1999). El volumen de material desplazado por este complejo ha sido estimado en unos 650 km³. También se ha observado la existencia de depósitos de deslizamiento en el flanco este de la isla, denominándose a este cuerpo lobulado con el nombre de Santa Cruz (Masson *et al.*, 2002). La superficie de acumulación es de unos 1.000 km² y la edad de su génesis es del orden de 1 Ma (Carracedo *et al.*, 1997).

La Isla de Hierro presenta también importantes deslizamientos en sus márgenes noroeste, suroeste y sureste, que han provocado el movimiento de una masa de materiales superior a los 450 km³ (aproximadamente el 3% del volumen total del edificio volcánico) durante los últimos 200 a 300 mil años (Gee *et al.*, 2001). Estos deslizamientos se han denominado El Golfo, El Julan y San Andrés / Las Playas, respectivamente. El Deslizamiento de El Golfo es el mejor descrito de todos los procesos de avalancha observados en el archipiélago de las Islas Canarias (Masson, 1996; Masson *et al.*, 1998; Urgeles *et al.*, 1997). Su escarpe define claramente la Bahía de El Golfo, al noroeste de la isla, y presenta un desnivel que supera los 1.000 m de altura. La zona proximal del deslizamiento se caracteriza por un surco erosivo limitado por escarpes de más de 600 m de altura, que desaparecen entre los 3.000 y 3.200 m de profundidad, donde el depósito adopta

una forma lobulada. Es el deslizamiento más reciente que afecta a los flancos de la isla y ha sido datado en 15 ka (Masson, 1996). El Deslizamiento de El Julian, localizado en el flanco suroeste, tiene un volumen estimado de 130 km³ y una edad superior a los 200 ka. En el flanco sureste de la caldera, se ha observado la existencia de otros dos deslizamientos denominados Las Playas y San Andrés. El primero de ellos es el más reciente y su edad oscila entre los 145-176 ka. Su cabecera está limitada por una estrecha y abrupta bahía (menor de 10 km) con escarpes superiores a los 500 m de altura y en su base se observa la existencia de depósitos de avalancha de bloques que dan lugar a pequeños relieves en el fondo de unas pocas decenas de metros. El Deslizamiento de San Andrés es más antiguo que el anterior y se reconoce por el aspecto caótico de los reflectores sísmicos y el reducido gradiente del talud. La ausencia de una morfología de ensenada en su parte superior y de depósitos de avalancha de bloques induce a suponer que su desarrollo se ha producido por una serie de procesos de deslizamientos gravitatorios repetitivos en el tiempo, dando lugar a una disminución del gradiente en la pendiente del flanco de la caldera y no por un fenómeno instantáneo que diera por resultado el colapso de ésta.

Estos depósitos gravitacionales son incididos por numerosos cañones que pueden llegar a presentar longitudes superiores a los 60 km entre la costa y las zonas profundas de las cuencas sedimentarias, siendo muchos de ellos continuación de barrancos (Funck y Schmincke, 1998). Estos cañones llegan a alcanzar profundidades superiores a 350 m y amplitudes de hasta 5 km. Dos de los mayores cañones submarinos se localizan en el flanco norte de Gran Canarias donde, sin embargo, la mayoría son relativamente pequeños. Uno de estos cañones parte del noreste de la isla y es la continuación del Barranco de Guiniguada (Funck y Schmincke, 1998), el otro se localiza al este y constituye la prolongación del Barranco de Silva en tierra (Krastel et al., 2001). En el flanco meridional de la isla de Tenerife se observa la existencia de un importante sistema de cañones, cubiertos parcialmente algunos de ellos por depósitos de avalancha (Krastel, 1999). Entre las islas de Tenerife y Gran Canarias existe un importante canal submarino, orientado perpendicularmente al talud, que ha sido formado por fuerte corrientes de fondo que da lugar a la canalización del flujo entre ellas (Grupo Teide, 1997; Funck y Schmincke, 1998).

En cuanto a los cuerpos volcánicos submarinos, son característicos los edificios subcirculares del tipo dique o pitón, como por ejemplo el denominado Volcán del Medio, entre las islas de Gran Canarias y Tenerife con una altura de unos 500 m, así como en las cercanías de Gomera y La Palma.

Finalmente, con relación a los procesos deposicionales, cabe destacar las alineaciones de sedimentos en el fondo marino localizadas en la zona septentrional y occidental de la Isla de La Palma. Estos depósitos comienzan de forma amortiguada a 100 km al oeste de la isla, constituyendo cuerpos con una orientación NE-SO, que se acentúan hacia el este a medida que nos aproximamos a la pendiente del talud insular, donde estas alineaciones se adaptan al contorno de la base en dirección N-S. Hacia el norte de la isla ésta varía de N-S a NE-SW y E-W al norte. Este área ha sido denominada Campo de Ondas de Sedimento de La Palma (Wynn et al., 2000). La superficie sobre la que se extiende es de aproximadamente 20.000 km², abarcando la zona del talud y del ascenso continental, y consiste en un tren de ondas de sedimentos con una altura superior a los 70 m y una longitud de onda de unos 2,4 km. Las crestas de las ondas presentan una morfología compleja con bifurcaciones y son claramente sinuosas.

3. BIBLIOGRAFÍA

- Cantagrel, J. M., Arnaud, N. O., Ancochea, E., Fuster, J. M. y Huertas, M. J. (1999). Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Cañadas caldera wall (Canary Islands). *Geology*, 27: 739-742.
- Carracedo, J. C., Day, S. J., Guillón, H. y Gravestock, P. J. (1997). *Geological Map of Cumbre Nueva Volcano, La Palma, Canary Islands*. Estación Volcanológica de Canarias, La Laguna, Canary Islands.
- Funck, T. y Schmincke, H. U. (1998). Growth and destruction of Gran Canaria deduced from seismic reflection and bathymetric data. *Journal of Geophysical Research*, 103: 15393-15407.
- Gee, M. J. R., Watts, A. B., Masson, D. G. y Mitchell, N. C. (2001). Landslides and the evolution of El Hierro in the canary Islands. *Marine Geology*, 177: 271-293.
- Grupo Teide (1997). Morphometric interpretation of the northwest and southeast slopes of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 102, B9: 20325-20342.

Krastel, S. (1999). *Growth processes and destructive events during the evolution of volcanic islands: a case study from the Canary Islands*. PhD Thesis. Univ. Kiel.

Krastel, S., Schmincke, H. U., Jacobs, C. L., Rihm, R., Le Bas, T. P. y Alibés, B. (2001). Submarine landslides around the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 106: 3977-3997.

Masson, D. G. (1996). Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology*, 24: 231-234.

Masson, D. G., Hugget, Q. J., Weaver, P. P. E., Brunsden, D., Kidd, R. B. (1992a). The Sahara and Canary Debris Flows, offshore Northwest Africa. *Landslide News*, 9: 9-13.

Masson, D. G., Kidd, R. B., Gardner, J. V., Hugget, Q. J. y Weaver, P. E. (1992b). Sahara Continental Rise: Facies distribution and sediment slides. En: *Geologic Evolution of Atlantic Continental Rise* (C.V. Poag y J. Graciansky, Eds.). Van Nostrand Reinhold, New York, 327-343.

Masson, D. G., Canals, M., Alonso, B., Urgeles, R., Hühnerbach, V. (1998). The Canary Debris Flow: source area morphology and failure mechanisms. *Sedimentology*, 45: 411-432.

Masson, D. G., Watts, A. B., Gee, M. J. R., Urgeles, R., Mitchell, N. C., Le Bas, T. P. y Canals, M. (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57: 1-35.

Muñoz, A., Acosta, J., Herranz, P., Palomo, C., Sanz, J. L. y Uchupi, E. (1996). Batimetría Multihaz del margen insular de Tenerife (Isla Canarias): Proyecto TEIDE-95. *Geogaceta*, 20, 2: 339-342.

Schmincke, H. U. (1998). Zeitliche, strukturelle und vulkanische Entwicklung der Kanarischen Inseln, der Selvagens Inseln und des Madeira-Archipels. En: *Die Reptilien der Kanarischen Inseln, der Selvagens-Inseln und des Madeira-Archipels* (Bischoff, W., Ed). Handbuch der Reptilien und Amphibien Europas, 6, Aula-Verlag, Wiesbaden, 27-69.

Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J. y Alonso, B. (1996). The submarine "El Golfo" debris avalanche and the Canary debris flow, West Hierro Island: The last major slides in the Canary archipelago. *Geogaceta*, 20, 2: 390-393.

Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B., Masson, D. G. (1997). The most recent megaslides on the Canary Islands: the El Golfo Debris Avalanche and the Canary Debris Flow, west El Hierro Island. *Journal of Geophysical Research*, 102: 20305-20323.

Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J. y Alonso, B. (1998). Seismostratigraphy of western flanks of El Hierro and La Palma (Canary Islands): a record of Canary Island volcanism. *Marine Geology*, 146: 225-241.

Watts, A. B. y Masson, D. G., Canals, M., Watts, A. B. y Le Bas, T. (1999). Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 104: 25331-25348.

Watts, A. B. y Masson, D. G. (1995). A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 100: 24487-24498.

Watts, A. B. y Masson, D. G. (1998). Reply to comment on "A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands", by J. Martí. *Journal of Geophysical Research*, 103: 9949-9952.

Wynn, R. B., Masson, D. G., Stow, D. A. V. y Weaver, P. P. E. (2000). Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands. *Marine Geology*, 163: 185-198.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA