

TEMA DEL DÍA

GEOLOGÍA DE LA PROVINCIA DE ALICANTE

Geology of the province of Alicante

Antonio Estévez (*), Juan Antonio Vera (**), Pedro Alfaro (*), José Miguel Andreu (*),
José Enrique Tent-Manclús (*) y Alfonso Yébenes (*)

RESUMEN

La provincia de Alicante está incluida, en su totalidad, en la Cordillera Bética. En ella están representados los dos grandes dominios de este orógeno alpino: las Zonas Externas al N (aproximadamente ocupan dos tercios de extensión) y las Zonas Internas al S. Además, sobre estos dos dominios se apoyan un conjunto de cuencas sedimentarias de edad neógeno-cuaternaria entre las que destaca la del Bajo Segura. Entre los aspectos más singulares del patrimonio geológico de la provincia de Alicante destacan la morfología litoral, con una costa acantilada en el sector septentrional y una costa de playas arenosas, dunas y lagunas litorales en el S, una gran variedad de formaciones kársticas, afloramientos relacionados con la posible desecación del Mediterráneo y la crisis de salinidad mesiniense, estructuras tectónicas ligadas a la evolución de este orógeno alpino, muchas de ellas aún activas y estructuras diapíricas debido a la presencia de arcillas y evaporitas triásicas.

ABSTRACT

The Alicante province is included entirely in the Betic Cordillera. Within it the two major domains of this alpine orogen are represented: the Outer Zones to the N, embracing nearly two thirds of its area, and the Inner Zones to the S. Up on both domains several neogene-quaternary intramountainous basins develop, among them the Low Segura Basin is the most outstanding. Among the most singular features of the geological heritage of the Alicante province the following ones point out: littoral morphology, with a clifff coast in its northern sector and sandy shores, dunes and marshes to the South, a large variety of karstic formations, various outcrops likely related to the desiccation of the Mediterranean and the Messinian salinity crisis, tectonic structures linked to the evolution of this alpine orogen, many of them still working, and diapirs due to the presence of triassic evaporites and clays.

Palabras clave: Alicante, Cordillera Bética, Patrimonio Geológico.

Key words: Alicante, Betic Cordillera, Geological Heritage.

INTRODUCCIÓN

Con motivo de la celebración del XIII Simposio sobre la Enseñanza de la Geología (Alicante, 5-10 de julio de 2004) se ha publicado el libro "Geología de la provincia de Alicante" que recoge, además de 10 itinerarios geológicos, un capítulo de introducción sobre la geología de la Cordillera Bética y de la provincia, que ha sido resumido en este artículo.

Se puede encontrar información geológica adicional de la Cordillera Bética en dicha publicación (Vera, 2004) y en otros trabajos como el de "Geología de Andalucía" (Vera, 1994), publicado con motivo del VIII Simposio sobre Enseñanza de la Geología, celebrado en Córdoba. También existe información resumida sobre la evolución geológica de la Cordillera

Bética en el libro "Geología de España" (Meléndez, 2004) y, más detallada, en la síntesis "Betic Cordillera and Balearic Islands" (Azañón et al., 2002), incluida en el libro "Geology of Spain" (Gibbons y Moreno, 2002). Recientemente se publicará un nuevo libro sobre la Geología de España (Vera, 2004), que incluye información detallada sobre la Cordillera Bética. Y por supuesto, la fuente de información más valiosa para los especialistas en cada una de las ramas que integran las Ciencias Geológicas es, sin duda, el conjunto de artículos y monografías publicados sobre los más diferentes aspectos de la Geología de la Cordillera Bética, la inmensa mayoría de los cuales están recogidos en la recopilación "Bibliografía geológica de la Cordillera Bética y Baleares (1978-2002)" realizada por Molina y Vera (2003).

(*) Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. Ap. 99, 03080 Alicante. antonio.estevez@ua.es

(**) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada.



En cuanto a la geología de la provincia de Alicante se han publicado algunos aspectos incluidos en la enciclopedia "Història Natural dels Països Catalans: Geologia II" (Guimerà et al., 1992). También existen varias publicaciones sobre itinerarios geológicos por la provincia de Alicante (Alfaro et al., 1999a y b, 2004; Cañaveras et al., 2000). Por otra parte, la Geología de Alicante ha sido objeto de estudio por numerosos investigadores nacionales y extranjeros en cuyos trabajos, muchos de ellos muy recientes, hay extensos listados de referencias bibliográficas donde se incluyen las fuentes de información básicas. Entre ellos pueden destacar las siguientes tesis doctorales: Darder Pericás (1945), Champetier (1973), Lillo Beviá (1973), Azéma (1977), Montenat (1977), Pulido (1978), Auernheimer (1979), Cremades (1982), Pina (1986), Garcin (1987), Granier (1987), De Ruig (1992), Martínez Ruiz (1994), Alfaro (1995), Montoya (1995), Andreu (1997), Delgado (1997), Nieto (1997), Castro (1998), Lancis (1998), Tent-Manclús (2003), Alegret (2003). Además hay que destacar los numerosos trabajos realizados por Jiménez de Cisneros a principios del siglo XX (por ejemplo, Jiménez de Cisneros, 1904, 1907 y 1916).

ALICANTE EN LA CORDILLERA BÉTICA

La provincia de Alicante está incluida en su totalidad en la Cordillera Bética. Esta gran unidad geológica que ocupa el sur y sureste de España, coincide con una gran unidad morfológica constituida básicamente por relieves montañosos que ocupan gran parte de Andalucía, la comunidad de Murcia completa, la par-

te meridional de la provincia de Albacete, la totalidad de la provincia de Alicante y el sur de la de Valencia.

La Cordillera Bética se formó durante el plegamiento alpino y queda incluida en el conjunto de cadenas alpinas que rodean el Mediterráneo occidental (conocido como Orógeno Perimediterráneo occidental).

En función de la edad de las rocas que afloran y del grado de deformación que les afecta, en la Cordillera Bética se diferencian cuatro grandes unidades geológicas: las Zonas Externas, las Zonas Internas, el Complejo del Campo de Gibraltar y las Cuencas Neógeno-Cuaternarias (Vera, 1994, 2004) (Fig. 1).

Las Zonas Internas están constituidas mayoritariamente por rocas metamórficas (Dominio de Alborán), mientras que las Zonas Externas están constituidas por rocas sedimentarias que se depositaron, en su día, al sur del Macizo Ibérico (conocido como paleomargen sudibérico). En la Cordillera Bética, las principales estructuras tectónicas (pliegues y cabalgamientos) son vergentes hacia el NNW (el desplazamiento relativo de los bloques se produce desde el interior hacia el exterior del orógeno). Las Zonas Internas, situadas en la parte meridional, muestran estructuras tectónicas más profundas, que afectan a un basamento "cristalino", mientras que las Zonas Externas están caracterizadas por una tectónica más superficial (tectónica de cobertera).

En la provincia de Alicante, de las grandes unidades anteriormente descritas están representadas ampliamente las Zonas Externas, especialmente el Prebético que ocupa más de la mitad de la provincia de Alicante (Fig. 2). Localmente aflora el Subbético,

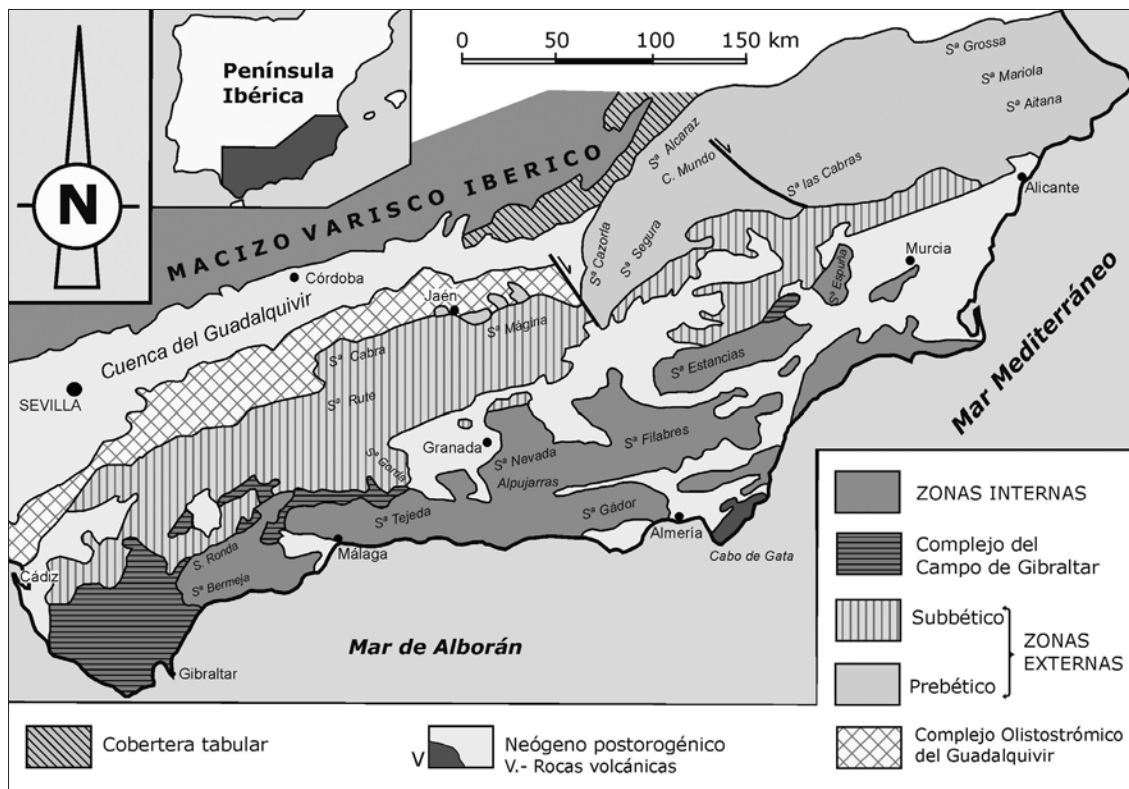


Fig. 1. Mapa geológico de la Cordillera Bética.



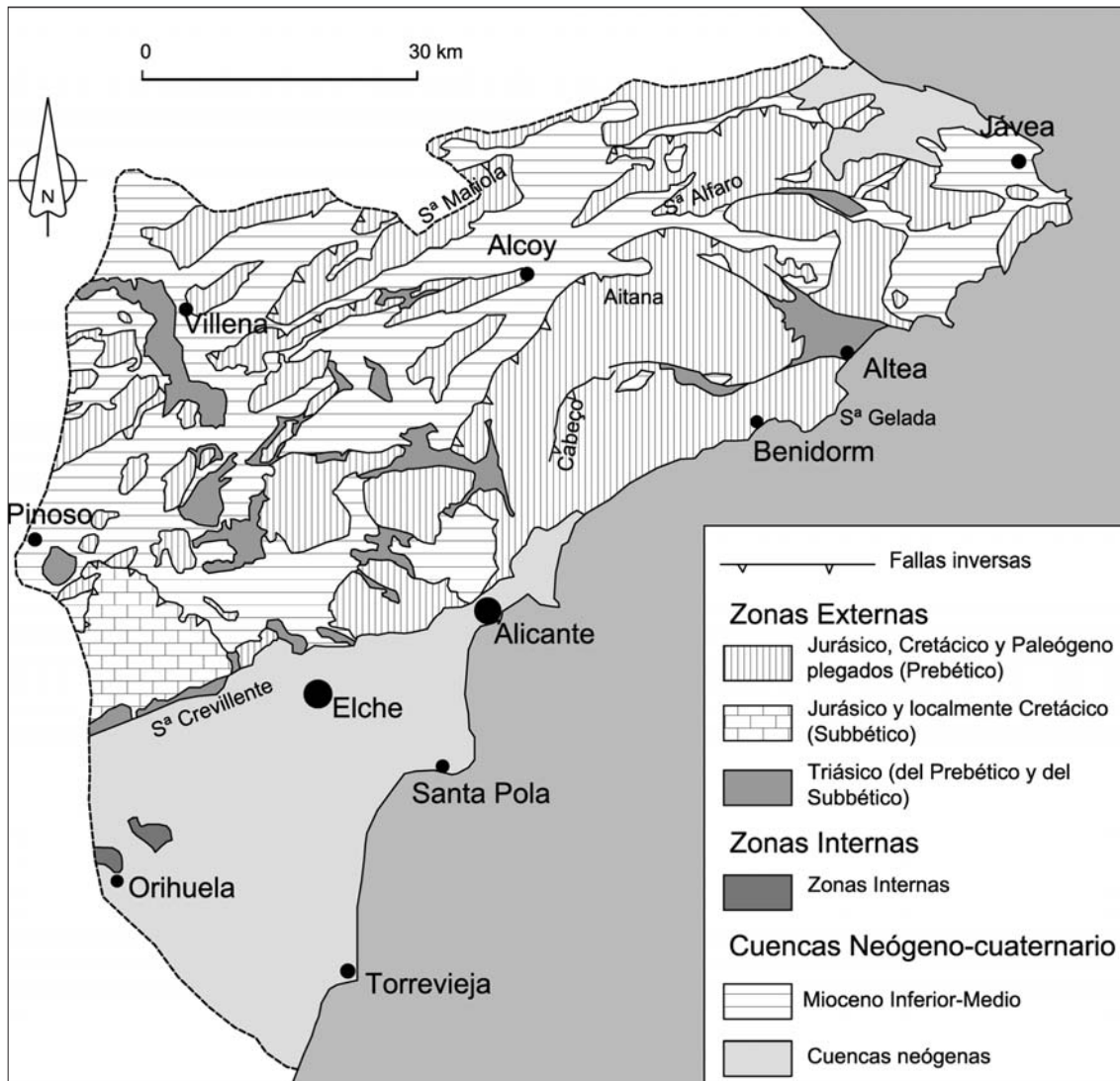


Fig. 2. Mapa geológico de la provincia de Alicante.

en las Sierras de Reclot, Algayat y Crevillente, que constituyen el extremo oriental de los afloramientos subbéticos. Con carácter todavía más local existen pequeños afloramientos de las Zonas Internas (pertenecientes al Complejo Alpujarride), en las proximidades de Orihuela y Callosa de Segura. El Complejo del Campo de Gibraltar no está representado en este sector oriental de la Cordillera. Finalmente, los materiales más recientes ocupan las cuencas o depresiones neógeno-cuaternarias, de las cuales la más importante es la que se extiende a caballo de las provincias de Murcia y Alicante.

Para la buena comprensión de las características geológicas de nuestra provincia, se tratan a continuación los rasgos más destacados de cada uno de los grandes conjuntos que conforman este sector oriental.

Zonas Externas

Están constituidas por materiales depositados en su día en el borde meridional de la Placa Ibérica y se extienden al N de la línea Crevillente-Alicante, ocu-

pando gran parte de esta provincia y el extremo sur de la de Valencia. En ellas se diferencian dos dominios: **Zona Prebética** y **Zona Subbética**.

La **Zona Prebética**, o más sencillamente **Prebético**, aflora al N del paralelo de la ciudad de Alicante ocupando casi dos tercios de la provincia. Los términos más antiguos son los del Triásico, que afloran mayoritariamente en estructuras extrusivas (diapiros) en las que los materiales arcillosos ricos en sales perforan los términos más modernos situados sobre ellos. Los diapiros más significativos son los de Pinoso (Cabeçó de la Sal, desde donde se extraen salmueras que se utilizan en las salinas de Torrevieja), el de Altea y los localizados a lo largo del valle del Vinalopó. Los siguientes términos, en edad, son los del Jurásico formados por rocas carbonatadas que afloran de manera muy reducida en los núcleos de antififormes o a favor de fallas con importante salto en vertical y en dirección (Cabeçó d'Or, Fontcalent, Puig Campana, etc.). Los materiales del Cretácico afloran ampliamente dando importantes relieves montañosos (Mariola, Serrella, Aixorta, Alfaro, El Cid, Gelada, etc.) entre los



que dominan, en la mitad norte de la provincia, las calizas organógenas, entre ellas las calizas con rudistas y las calcarenitas de orbitolinas. Menos abundantes en los materiales cretácicos son las margas con ammonites, ya descritos hace un siglo por Jiménez de Cisneros (1904, 1916) y las dolomías. En la parte más meridional del Prebético las calizas organógenas depositadas en plataformas marinas someras no aparecen ya que cambian a margas marinas pelágicas, de mayor profundidad, y semejantes a los términos del Subbético. En Agost, situada a 11 km al noroeste de Alicante, en estas facies pelágicas se localiza una capa oscura que marca el límite Cretácico-Terciario (hace 65 Ma), un nivel de referencia mundial a favor de la hipótesis del impacto de un gran meteorito. El Paleógeno destaca por el gran desarrollo de las calizas pararrecifales con Alveolinas y Nummulites que ocupan extensamente las cumbres de Sierra Aitana. En el Coto (norte de Algueña) se explotan estas calizas como piedra ornamental que recibe el nombre comercial de “*crema marfil*”. En áreas más meridionales estas calizas no afloran y en su lugar aparecen margas ricas en foraminíferos planctónicos, con intercalaciones de turbiditas.

Desde el punto de vista estructural, en el Prebético, las estructuras dominantes corresponden a pliegues, con algunas fallas asociadas (Figs. 3 y 4). En el sector más meridional existen frecuentes pliegues y cabalgamientos vergentes al NNW o NW (incluso al W), jalonados por sucesiones verticales o francamente invertidas, como ocurre en El Cid-Penyas Montes, Tossal Redó-Canteras de Sant Vicent del Raspeig, Cabeçó d’Or. Muchas de estas estructuras se asocian a fallas de salto en dirección

paralelas en general a las directrices de la cadena.

Otras estructuras de importancia son las fallas normales y de salto en dirección de direcciones en torno a NW-SE, que retocan más tardíamente las cuencas intramontañosas de nuestra provincia, pudiendo incluso condicionar totalmente su morfología definitiva (Foia de Castalla, Foia d’Alcoi, Valle del Vinalopó). Un buen ejemplo de estas fallas es la de Guadalest-Bernia que limita el afloramiento triásico de Altea y constituye el escarpe del Morro del Toix. Aunque menos numerosas, las hay también de dirección NE-SW como las fallas que afectan a la plataforma marina y han modelado el litoral (Cala del Moraig, Benitatxell).

La **Zona Subbética** o **Subbético** aflora exclusivamente al noroeste de Elche en las sierras de Crevillent, Algayat y Reclot antes citadas, en las cuales aparecen esencialmente materiales del Mesozoico. El Subbético cabalga ampliamente, hacia el norte, sobre el Prebético (Fig. 3). La Zona Subbética comprende terrenos mesozoicos y terciarios de facies marinas que, a partir del Liásico medio, se diferenciaron paleogeográficamente del Prebético, desarrollando sucesiones estratigráficas de características propias. El Triásico está representado por arcillas violáceas con abundantes yesos semejantes al Triásico del Prebético. El Jurásico está formado por dolomías en los términos más antiguos y calizas en el resto, que en diferentes niveles tienen faunas de ammonites. Todos estos materiales se depositaron en un alto fondo pelágico (calizas nodulosas y amplias lagunas estratigráficas). Algunas de estas rocas (ca-

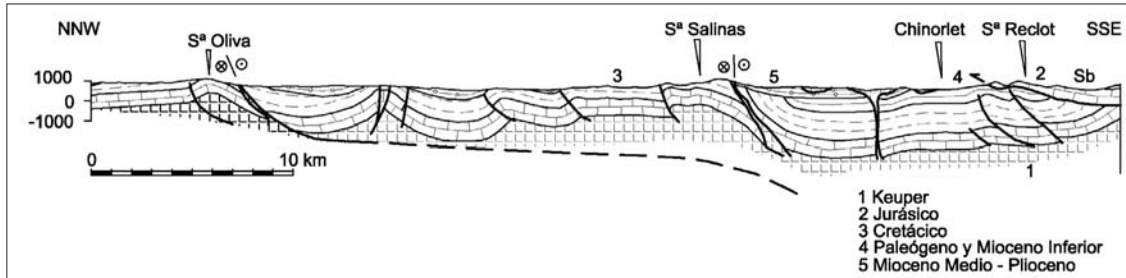


Fig. 3. Corte geológico esquemático de las Zonas Externas de la Cordillera Bética en el sector de la provincia de Alicante.

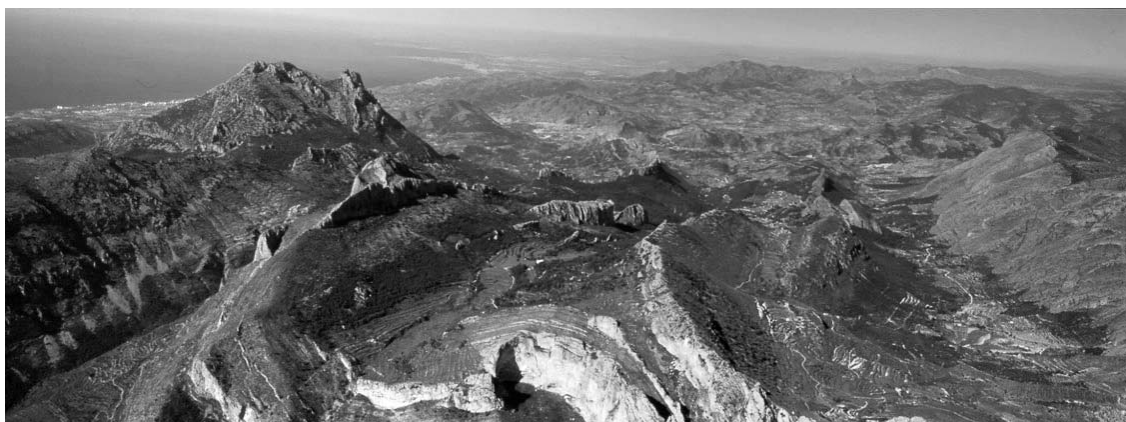


Fig. 4. Panorámica de los relieves plegados del Prebético de Alicante (Zonas Externas) en el sector del Puig Campana y el Ponocho (cortesía del Diario Información).



lizas nodulosas) son explotadas en la Sierra de Reclot, al oeste de La Romana, como piedra ornamental que se conoce con el nombre comercial de “*Rojo Alicante*”. El Cretácico, mucho menos extenso en afloramiento, se caracteriza por una sedimentación pelágica relativamente profunda, representada por margas y calizas margosas con ammonites (Cretácico Inferior) y calizas margosas con foraminíferos planctónicos (Cretácico Superior).

El Subbético está estructurado en mantos de corrimiento de vergencia N que afectan a la cobertera mesozoico-terciaria la cual se ha desplazado a favor de los niveles plásticos del Triásico keuper. Los materiales subbéticos cabalgan ampliamente sobre el Prebético según una superficie subhorizontal. Recientes trabajos han puesto de relieve el papel jugado por grandes fallas de dirección ENE-WSW (zona de falla de Crevillente), que jalonan el contacto con la Zona Interna (Jerez, 1979, de Smet, 1984, y Tent Manclús, 2003).

Zonas Internas

Los afloramientos de las Zonas Internas Béticas incluidos en la provincia de Alicante pertenecen en su totalidad a las unidades inferiores poco metamórficas del **Complejo Alpujárride**. Están constituidos mayoritariamente por materiales de edad Triásico Inferior y Medio de facies someras. Hacia la base de la sucesión aparecen filitas y cuarcitas en escasos asomos de extensión muy reducida, coronadas por una serie potente de calizas, dolomías, que originan los relieves montañosos de las sierras de Orihuela (Fig. 5) y Callosa y otros pequeños resaltes dispersos, rodeados por los materiales neógeno-cuaternarios de la cuenca del Bajo Segura. El vestigio alpujárride más oriental se encuentra frente al Cabo de Santa Pola, en la isla de Tabarca. Cabe asimismo destacar que, dentro de la serie estratigráfica alpujárride, hacia la base de los carbonatos, suelen aparecer intrusiones de rocas ígneas básicas (ofitas) bien expuestas en las canteras del túnel de Orihuela y en la isla de Tabarca. La poca extensión de los afloramientos no permite observar la estructuración en grandes mantos de corrimiento propia de los materiales alpujárrides.



Fig. 5. Panorámica del Alpujárride (Zonas Internas) del sector central de la Sierra de Orihuela observada desde el NE. Sobre las filitas y cuarcitas que afloran en primer plano, aparece la serie carbonatada plegada hacia el N. Ambas litologías reaparecen en la parte media y alta de la sierra a causa de un cabalgamiento que recorre toda la vertiente SE (cortesía de Iván Martín).

Cuencas Neógeno-Cuaternarias

Con esta denominación se agrupa un conjunto de cuencas dispersas por toda la Cordillera Bética. Se pueden separar, por un lado, las que fueron rellenas por sedimentos marinos de edad Mioceno Inferior y Medio simultáneos a la principal etapa de colisión continental (también llamados sinorogénicos por muchos investigadores) y, por otro, las que fueron rellenas por sedimentos marinos y continentales de edad Mioceno Superior a Cuaternario (estas cuencas también reciben el nombre de postorogénicas). Hay que tener en cuenta que algunas de las cuencas “sinorogénicas” siguieron evolucionando a partir del Mioceno Superior y fueron rellenas por depósitos principalmente continentales.

En el Mioceno Inferior y Medio se producen cuencas muy estrechas y alargadas, según la “dirección bética”, que forman parte del Estrecho Nordbético que comunicaba el Atlántico y el Mediterráneo. Estas cuencas se convierten en lugar de depósito de materiales marinos de plataforma y pelágicos. Presenta un tipo de litología muy singular, conocida en levante como *Tap*, constituidas por margas blancas silíceas ricas en foraminíferos planctónicos y nanoplancton. Estos sedimentos (*Tap*) son los depósitos simultáneos a la principal etapa de colisión continental (*sinorogénicos*) y, por ello, en el seno de las mismas, localmente aparecen bloques de rocas de materiales más antiguos, producto de la destrucción parcial de los relieves montañosos que se estaban formando durante este tiempo por efectos del plegamiento, de la fracturación o del diapirismo. Estos bloques, a veces de grandes dimensiones, reciben el nombre de olistolitos. Ejemplos de estas cuencas se sitúan en las alineaciones de Villena-Agres, Alcoi-Tárben, Castalla-Carrasqueta y otras más reducidas como las de Finestrat y Guadalest. Hacia el comienzo del Mioceno Superior se produce la progresiva desconexión entre el Mediterráneo y el Atlántico y el relleno acaba por hacerse continental.

En relación con las cuencas del margen mediterráneo la principal característica que permite diferenciarlas de las anteriores es, aparte de su posición francamente abierta hacia el mar, la existencia de depósitos marinos entre el Mioceno Superior y el Plioceno. Incluso, en la franja litoral aflora Pleistoceno de carácter marino. Entre ellas la más importante es la **Cuenca de Murcia-Alicante** que se extiende al sur de una línea recta muy marcada, visible en imágenes de satélite y en los mapas geológicos, que corresponde a una gran falla denominada en la nomenclatura geológica como Falla de Crevillente (Fig. 6). En concreto el sector alicantino de esta depresión recibe el nombre de **Cuenca del Bajo Segura** (Alfaro, 1995). Su relleno sedimentario neógeno-cuaternario es de carácter postorogénico y comprende términos del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario (Montenat, 1977; Montenat et al., 1990).

Al N de la Falla de Crevillente aparece la **Cuenca del Vinalopó**, que representaría un brazo de mar hacia las cuencas interiores durante el Mioceno Superior. En ella afloran depósitos marinos de esa edad (Agost, Orito, Elda, Monòver, Villena) y depósitos continentales más recientes correspondientes a la retirada definitiva del mar hacia sectores litorales situados al S de la falla.



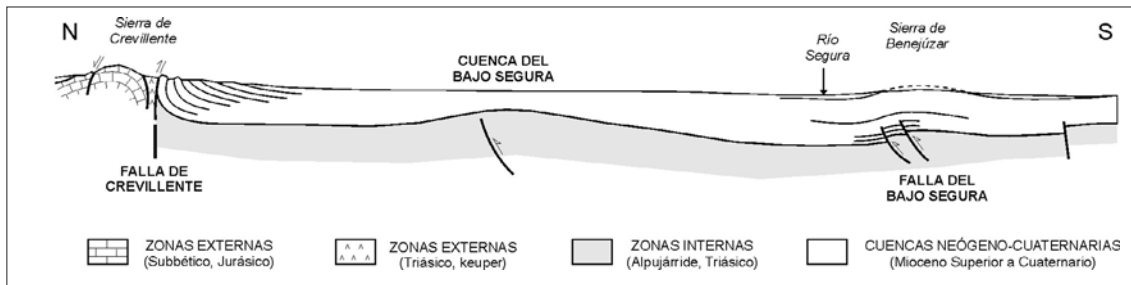


Fig. 6. Corte geológico esquemático de la cuenca del Bajo Segura en el que están representadas la fallas de Crevillente al N y la falla del Bajo Segura al S.

Finalmente, junto a la costa mediterránea, en el límite con la provincia de Valencia en la que ocupa su mayor extensión, aparece la llanura costera septentrional como apéndice meridional de la **Cuenca neógena de Valencia**, a caballo entre las cordilleras Bética e Ibérica. En ella los materiales que afloran son más recientes, mayoritariamente del Cuaternario.

EL RELIEVE ACTUAL DE LA PROVINCIA DE ALICANTE

El relieve actual de la provincia de Alicante (Fig. 7), está estrechamente ligado a los acontecimientos geológicos que han ocurrido en los últimos millones de años, especialmente los acaecidos desde el Mioceno Superior hasta la actualidad.

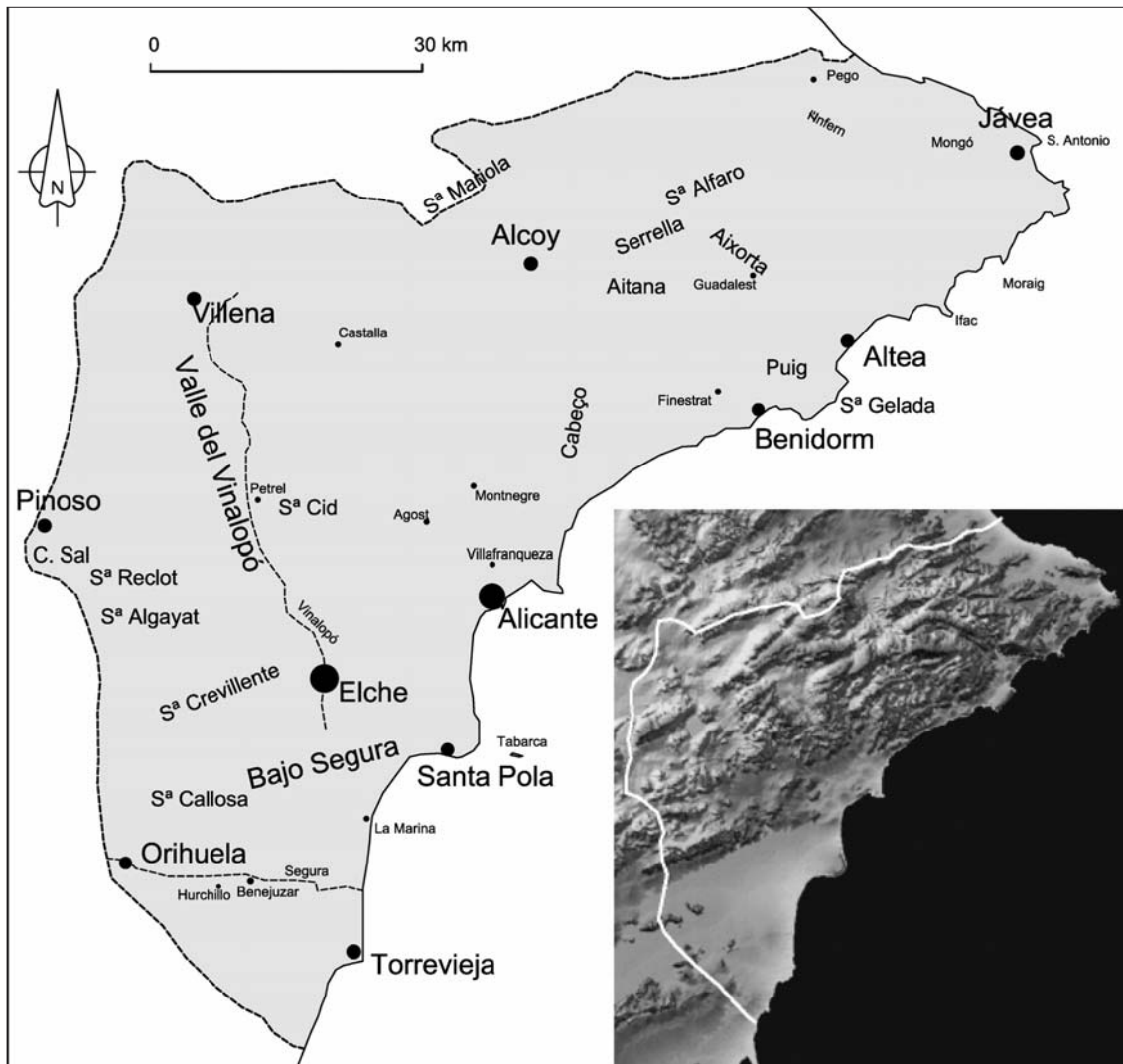


Fig. 7. Modelo digital del terreno que muestra las diferencias actuales entre el relieve de las Zonas Externas al N y las Zonas Internas al S (cortesía de Anaya Educación). En la parte derecha se incluye un esquema con la localización de algunos de estos relieves. También se han señalado los principales puntos de interés geológico descritos en el último apartado de este artículo

Como se ha comentado previamente, la provincia de Alicante está incluida en la Cordillera Bética, un orógeno alpino resultado de la colisión entre las placas Africana y Euroasiática. En la actualidad ambas placas se aproximan a una velocidad de entre 4 y 5 mm/año (Argus et al., 1999). Esta convergencia de placas durante los últimos millones de años es responsable de que toda la Cordillera Bética, incluida la provincia de Alicante, haya estado sometida, desde el Mioceno Superior hasta la actualidad, a esfuerzos compresivos en la dirección NW-SE.

Como resultado de este choque de placas las rocas sedimentarias se han plegado y fracturado (y siguen haciéndolo en la actualidad) formando los relieves que hoy vemos (Fig. 7). Los dos grandes dominios de la Cordillera (Zonas Externas al N y Zonas Internas al S) se han deformado de forma similar (pliegues y fallas) aunque existen algunas diferencias que se comentan a continuación.

En las **Zonas Externas**, las rocas de edad mesozoico-terciaria, forman una cobertera que está “despegada” de un basamento de edad Paleozoica. Esta cobertera sedimentaria se ha desplazado (plegándose y fracturándose) respecto a su basamento a favor de un nivel de debilidad constituido por evaporitas y arcillas del Triásico. Para comprender el proceso puede consultarse el artículo ¿Cómo se forman las montañas? (Crespo y Luján, 2004). El resultado son una sucesión de anticlinales y sinclinales, y algunos cabalgamientos con una dirección principal N60-70E (aproximadamente perpendicular a la dirección de compresión). Esta dirección principal de las estructuras geológicas se conoce como dirección bética. En la mayoría de los casos las grandes sierras de la mitad septentrional de la provincia de Alicante coinciden con grandes anticlinales con esta dirección bética (Sierras de Mariola, Aitana, Serrella, Peñarrubia, Salinas, Alfaro, etc.), que están separados por sinclinales de la misma dirección. También hay algunas sierras que coinciden con anticlinales con otras direcciones (Serra de Aixorta, Bernia, Llorença, Cabeçó d’Or, etc.).

Otro rasgo a destacar del relieve de la provincia es que los materiales dúctiles del Triásico (sales y arcillas) del keuper han extruido en numerosos sectores de la provincia formando diapiros. Estos diapiros, al estar constituidos en superficie por rocas poco resistentes a la erosión (arcillas y sales), suelen coincidir con zonas topográficamente deprimidas como es el caso del diapiro de Altea o el corredor del Vinalopó. Una excepción la constituye el Cabeçó de la Sal de Pinoso, un domo diapírico todavía activo que forma un relieve que se eleva algo más de 300 m sobre las zonas circundantes.

Además, en las Zonas Externas hay que mencionar la actividad de fallas normales en varias direcciones que han escalonado el relieve. Estas fallas normales se observan muy bien a lo largo de la zona norte de la provincia (falla de Alcoy, falla de Aitana, falla del Riu Blanc, fallas de Punta Bombarda y la Les Caletes en Serra Gelada, etc.) (Fig. 8).



Fig. 8. Fotografía de la falla normal del Riu Blanc, realizada al S de la cala del Moraig (Benitatxell).

En las **Zonas Internas**, tanto el análisis de la sismicidad como los estudios geológicos ponen de manifiesto que en este sector, situado en la mitad sur de la provincia de Alicante, se concentra actualmente la mayor deformación. Parece contradictorio que la zona meridional (con menos relieve) sea la más activa, pero en unos pocos millones de años se invertirá el relieve de la provincia (las zonas más altas se situarán en el Sur). Incluso se producirá la emersión de parte de la plataforma sur de Alicante (Alfaro et al., 2002).

En las Zonas Internas, al no existir el nivel de sales y arcillas del Triásico (keuper), las fallas alcanzan una mayor profundidad que en las Zonas Externas. De hecho muchas de las fallas activas no tienen ruptura en superficie y se manifiestan superficialmente por pliegues activos que deforman rocas de edad Mioceno Superior a Cuaternario. Entre estos pliegues destaca el anticlinal de Torremendo, que tiene más de 30 km de longitud. Además, hay que mencionar los pliegues anticlinales situados a lo largo de la margen derecha del río Segura, que tienen unas dimensiones kilométricas (5-10 km), todos ellos con una dirección media N90E (anticlinales de Hurchillo, Benejúzar, Lomas de La Juliana y Guardamar) (Fig. 9). También destacan los anticlinales de La Marina y Santa Pola y un conjunto anticlinorio de pequeños pliegues secundarios de escala hectométrica situados entre Los Arenales del Sol y Balsares. Entre todos estos anticlinales se desarrollan sinclinales de la misma dirección rellenados por sedimentos recientes. Entre otros, se encuentran los sinclinales del Bajo Segura, Salinas de Santa Pola, Clot de Galvany, El Saladar-Elche y Torreveja-La Mata.





Fig. 9. Anticlinal activo del Pilar que se sitúa en el flanco septentrional del anticlinal de Benejúzar. Las rocas son de edad mesiniense.

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA PROVINCIA DE ALICANTE

La historia geológica de la provincia de Alicante es compleja y, en algunos aspectos, aún no está totalmente clarificada. Por ello, en este apartado, únicamente pretendemos presentar un esbozo simplificado de la misma resaltando aquellos eventos de mayor significación especialmente en lo que respecta a las Zonas Externas.

El basamento de la provincia de Alicante

Aunque el basamento paleozoico del margen sur de la placa ibérica no aflora en ningún punto de la provincia, cabe suponer que esté constituido por materiales similares a los del resto del Macizo Varisco Ibérico. Estos materiales representan los restos de una gigantesca cordillera de colisión, hoy prácticamente arrasada, formada por el choque de tres placas continentales (Laurentia, Iberoarmórica y Gondwana) que tuvo lugar a lo largo del Devónico y el Carbonífero y que culminó en el límite Wesfaliense-Estefaniense (hace 303 Ma). Con la formación de dicha cordillera finalizó el ciclo orogénico varisco y dio comienzo el ciclo alpino. En los inicios de éste, la parte oriental de la Península Ibérica experimentó un episodio extensional y, como resultado, Iberia quedó configurada en dos áreas muy diferentes: un bloque occidental levantado sometido a denudación y un sector alpino oriental hundido donde, a lo largo del Pérmico y el Triásico Inferior, se desarrollaron ambientes continentales fluviales y lacustres en los que se acumularon los materiales procedentes de la erosión de aquél.

Las rocas más antiguas aflorantes en Alicante: el Triásico Medio-Superior (entre 240 y 200 Ma)

Si se exceptúan los afloramientos de metapelitas y cuarcitas alpujárrides de la Sierra de Orihuela, que posiblemente pueden ser de edad Anisiense superior (aproximadamente 240 Ma), los materiales más antiguos que afloran en la provincia de

Alicante se atribuyen al Triásico Medio y muestran facies Muschelkalk. Corresponden a depósitos, con frecuencia dolomitizados, de una plataforma carbonatada marina poco profunda. En ese momento, todavía no estaba individualizada la placa Ibérica que formaba parte del supercontinente de Pangea y que se encontraba situada a tan sólo 15° N de latitud. Durante el Triásico Superior las condiciones de gran aridez condujeron a la formación de extensos depósitos arcillosos y evaporíticos (facies keuper), sedimentados en ambientes continentales y litorales. Simultáneamente, en las futuras Zonas Internas (Dominio de Alborán) se depositaban facies alpinas dominadas por carbonatos marinos. A partir de Triásico Superior, las Zonas Internas permanecieron como área emergida, salvo en algunos sectores muy localizados no representados en la provincia.

La transgresión del Liásico basal (200 Ma) y la ruptura de la plataforma carbonatada (190 Ma)

Al comienzo del Liásico, se produjo una importante transgresión marina y en toda esta área se instaló una extensa plataforma carbonatada de poca profundidad. La fragmentación de Pangea se desarrolló a lo largo del Jurásico; los “rifts” dibujaban el contorno de las futuras placas del ciclo alpino, entre ellas la placa Ibérica. Uno de los primeros “rifts”, iniciado al comienzo del Pliensbachiense (189 Ma), se localizó entre la futura Península y África dando lugar al margen sur de Iberia. Como consecuencia de este episodio distensivo, la antigua plataforma carbonatada se separó en dos grandes dominios paleogeográficos: Prebético, donde continuó la sedimentación de plataforma somera carbonatada, y Subbético donde la actividad de las fallas normales condujo a la individualización de bloques elevados (plataformas epiocéánicas), donde se depositaron sedimentos pelágicos de aguas someras, y bloques subsidentes (cuencas), con sedimentación pelágica de aguas profundas.

Las fases distensivas del Jurásico y el Cretácico

Durante casi todo el Jurásico y Cretácico, Iberia era una gran isla situada en latitudes entre 20° y 25° N, en condiciones climáticas tropicales. En las cuencas sedimentarias que bordeaban la isla predominaba la sedimentación carbonatada, aunque en sus márgenes proximales se depositaron también materiales detríticos. A lo largo de este intervalo se produjeron nuevos eventos distensivos, similares al que tuvo lugar en el Liásico Medio, que afectaron al margen sur de la placa Ibérica. Así se explican las importantes variaciones de facies y espesores de las unidades litológicas jurásico-cretácicas que afloran en la provincia de Alicante.

El impacto del límite K/T (65 Ma)

El límite K/T marca uno de los mayores eventos de extinción masiva del Fanerozoico. La mayoría de los investigadores aceptan que coincidiendo con esta extinción un gran meteorito impactó en la



Península de Yucatán en Méjico, creando el cráter de Chicxulub. La sección de Agost (situada a 11 km de Alicante) se considera una de las más completas del mundo ya que muestra un registro expandido y continuo a lo largo del contacto K/T (McLeod y Keller, 1991; Martínez Ruiz et al., 1999; Molina, 1996). Este límite corresponde aquí a una capa de 2 mm de espesor que contiene la evidencia del impacto (anomalía de iridio, esférulas de vidrio, cuarzo de impacto, etc.) y representa los materiales distales proyectados en el impacto de Yucatán (Smit, 1990, 1999).

De la distensión a la compresión: Cretácico terminal (65 Ma)

Al final del Cretácico e inicio del Paleógeno, el sur de Iberia (margen sudibérico) experimentó un cambio radical al producirse la transformación del anterior margen pasivo en un margen activo convergente, debido al movimiento hacia el Norte de la placa Africana. A partir de este momento y hasta el Mioceno Inferior, la convergencia se resolvió mediante la subducción de la litosfera oceánica africana. En el Prebético de la provincia de Alicante este cambio se manifiesta en la emersión de sus sectores más externos, el desarrollo de plataformas carbonatadas someras en los sectores intermedios y el depósito de sedimentos pelágicos y turbidíticos en los sectores más internos, que también son los sedimentos dominantes en el Subbético.

La colisión del Dominio de Alborán con el margen sur de la Placa Ibérica: Burdigaliense inferior (18 Ma)

En este momento, el Dominio de Alborán, que había sido deformado y metamorfozido previamente durante varios eventos en su desplazamiento progresivo hacia Iberia desde el Este, terminó colisionando oblicuamente con el margen sur de Iberia. Tras la colisión, y a favor de la Falla de Crevillente, dicho dominio se trasladó sobre el margen hacia el oeste más de 300 km, originando nuevas deformaciones (mantos, cabalgamientos, etc.) que se superpusieron sobre las generadas previamente.

El emplazamiento definitivo del Dominio de Alborán: Tortoniense (10 Ma)

En el Mioceno Superior, el Dominio de Alborán detuvo su movimiento hacia el oeste quedando definitivamente emplazado en su posición actual. A partir de este momento, en la Cordillera Bética (también en Alicante) comenzó una compresión aproximadamente N-S debido a la colisión entre África y Eurasia. En este sector oriental, gran parte de la convergencia entre estas placas se acomodaba a lo largo de la conocida Zona de Cizalla oriental bética (un corredor limitado por fallas activas de dirección que se extiende desde Almería hasta el sur de la provincia de Alicante). Este corredor, todavía activo, tiene su terminación oriental en el sur de la provincia de Alicante donde se encuentran las fallas activas del Bajo Segura (falla inversa) y la falla de Crevillente.

La Crisis de Salinidad Mesiniense y la reinundación pliocena (7 a 5,3 Ma).

Debajo de las llanuras abisales de la cuenca mediterránea se han localizado importantes acumulaciones de evaporitas (sulfatos y yesos) de edad Mesiniense. El singular acontecimiento paleoceanográfico que condujo a su precipitación recibe el nombre de "Crisis de Salinidad Mesiniense". En la provincia de Alicante, la "Crisis de Salinidad Mesiniense" ha quedado bien registrada en la cuenca del Bajo Segura. Soria et al. (2002) han reconocido en el margen norte de esta cuenca dos superficies de discontinuidad que representan dos eventos erosivos asociados a la crisis. La primera de ellas corresponde a una modesta caída del nivel del mar que provocó la formación de las evaporitas (fundamentalmente yesos) del margen sur de la cuenca (Fig. 10). La segunda, de mayor envergadura, sería sincrónica con el depósito de las evaporitas del centro de la cuenca mediterránea y con la formación de los cañones de sus márgenes. Sobre esta superficie de discontinuidad aparecen materiales margosos del Plioceno Inferior que representan la restauración de las condiciones marinas en todo el Mediterráneo.

Las oscilaciones pleistocenas del nivel del mar

Durante el Pleistoceno las alternancias climáticas frías (episodios glaciares) y cálidas (episodios interglaciares) produjeron importantes oscilaciones del nivel del mar, relacionadas con las variaciones del volumen de agua almacenada como hielo en los casquetes polares. En toda la costa de Alicante abundan las terrazas marinas que registran los eventos de alto nivel del mar (interglaciares), fundamentalmente los del Pleistoceno superior (estadio isotópico 5). En algunos casos, como en el anticlinal de La Marina, la actividad tectónica reciente ha favorecido la elevación y preservación de terrazas pleistocenas más antiguas.

En el relieve de la provincia de Alicante tiene especial significación la última subida del nivel del mar (conocida como transgresión flandriense). Hace unos 18.000 años, durante el último episodio glacial, el nivel del mar se encontraba entre 100 y 150



Fig. 10. Detalle de yesos arborescentes de edad Mesiniense en el sector de Benezúzar-San Miguel de Salinas.

m por debajo de su posición actual. La fusión de los casquetes polares produjo un rápido ascenso del mar en todo el Planeta que alcanzó, hace unos 6.000 años, un nivel similar al actual. En este momento, el mar invadió el antiguo valle fluvial del río Segura, generando un pequeño golfo en el que el dominio marino penetraba varios kilómetros hacia el oeste. El cierre posterior de este golfo, por medio de un cordón litoral, aisló una laguna litoral muy somera que cubría una amplia superficie de la Vega Baja del Segura. Desde entonces esta laguna se ha ido colmatando progresivamente, tanto por procesos naturales como por acciones antrópicas (deseccaciones llevadas a cabo desde el siglo XVIII) hasta quedar reducida a dos pequeños humedales: la laguna del Hondo y las Salinas de Santa Pola.

En la actualidad

La provincia de Alicante está sometida a una compresión en la dirección NW-SE. En la mitad meridional de la provincia se concentra la deformación más importante y, por tanto, las fallas más activas (fallas de Crevillente, del Bajo Segura, Guardamar, Torrevieja y San Miguel de Salinas). En este sector se produce una actividad sísmica baja aunque, ocasionalmente, se pueden producir terremotos de magnitud moderada-alta, algunos de los cuales pueden tener un carácter destructivo similar al de Torrevieja de 1829. A este terremoto histórico, uno de los más importantes de la Península Ibérica, se le ha asignado una intensidad X (escala MSK) y una magnitud entre 6.3 y 6.9. Este evento causó 389 víctimas mortales, la destrucción de 2965 viviendas y daños en otras 2396.

EL PATRIMONIO GEOLÓGICO DE ALICANTE

La provincia de Alicante, situada en el sector oriental de la Cordillera Bética, cuenta con un extraordinario patrimonio geológico. A continuación se relacionan algunos de los más aspectos más singulares:

- Morfología litoral, con una costa acantilada en el sector septentrional (acantilados de Serra Gelada, Mascarat, Penyal d'Ifac, Punta de Moraira-Cabo de la Nao-San Antonio, etc.) y una costa de playas arenosas, dunas y lagunas litorales en el sur (salinas de Santa Pola, La Mata, Torrevieja, etc.).
- Formaciones kársticas (Cuevas de Canelobre, Barranc de l'Infern-Presa d'Isbert, etc.). En este apartado hay que destacar un excepcional ejemplo, a nivel mundial, de karst litoral desarrollado a lo largo de 20 km entre el sumidero de Toix y la surgencia submarina del Moraig (Cortés et al., 2003).
- Afloramientos conocidos internacionalmente relacionados con la posible desecación del Mediterráneo y la crisis de salinidad mesiniense (arrecife fósil de Santa Pola, yesos de San Miguel de Salinas, etc.).

- Estructuras tectónicas ligadas a la evolución de este orógeno alpino, muchas de ellas aún activas (fallas del Bajo Segura y de Crevillente, anticlinal de Benejúzar, etc.) que controlan el relieve de nuestra provincia.
- Diapirismo, representado por el diapiro activo del Cabeço de la Sal de Pinoso y el diapiro de Altea (uno de los más extensos de Europa).

A continuación incluimos una selección de los puntos geológicos de la provincia de Alicante que consideramos más singulares (Fig. 7). Son todos los que están pero, por supuesto, no están todos los que son. De hecho, los que a continuación se relacionan fueron seleccionados de un listado de más de un centenar de puntos.

Anticlinal del Pilar (Sierra de Benejúzar)

Es un pliegue activo, de escala hectométrica (Fig. 9), situado en el flanco septentrional del anticlinal de Benejúzar. Aunque las rocas plegadas que aparecen en la figura 9 tienen una edad Mioceno Superior (Mesiniense), sin embargo las rocas de edad Plioceno e incluso Cuaternario que afloran en las proximidades también están plegadas lo que pone de manifiesto la actividad reciente de este pliegue. Su origen está relacionado con la Falla del Bajo Segura, una de las que recientemente ha producido más terremotos en la Cordillera Bética. Esta falla fue responsable del terremoto de Torrevieja de 1829 que, como se ha comentado anteriormente, está considerado como uno de los más importantes ocurridos en la Península Ibérica.

Arrecife mesiniense de Santa Pola

El registro estratigráfico de la Sierra de Santa Pola corresponde fundamentalmente a una antigua bioconstrucción arrecifal de edad Messiniense (7,2 a 5,3 Ma). Conserva, en gran medida, su morfología circular original lo que le confiere un gran interés científico internacional. Hay un conjunto inferior representado por depósitos predominantemente arrecifales en los que es posible diferenciar facies de frente arrecifal (con bioconstrucciones coralinas de *Porites*) y facies de talud arrecifal (con brechas de corales y "lenguas" de calcarenitas de *Halimeda*). El conjunto superior muestra diversas facies con oolitos, parches arrecifales de coral y estromatolitos. Tanto en la Sierra de Santa Pola como en otros relieves próximos existen magníficos afloramientos, donde se observan estromatolitos, con frecuencia en 3D, con diferentes morfologías (planares, en cúpulas, etc.).

Discordancia de Villafranqueza

Al NE de la ciudad de Alicante, en la pedanía de Villafranqueza, puede observarse uno de los mejores ejemplos de discordancia erosiva angular, entre los materiales turbidíticos plegados del Eoceno y las areniscas del Mioceno Superior (Fig. 11).





Fig. 11. Discordancia angular de Villafranqueza (al N de la ciudad de Alicante).

Diapiro de Pinoso

El Cabeço o Cerro de la Sal, situado al SE de la población de Pinoso, es un afloramiento de evaporitas (yeso, halita, ...) con arcillas de edad triásica. El Cerro de la Sal constituye un relieve de planta casi circular de unos 4 km de diámetro que se eleva más de 300 m sobre el llano cuaternario. Precisamente, uno de los aspectos singulares del Diapiro de Pinoso es este relieve positivo de morfología circular. Habitualmente, los afloramientos diapíricos suelen coincidir con depresiones o relieves poco pronunciados debido a la poca resistencia de las evaporitas (y de las arcillas que suelen acompañarles). Sin embargo, en este caso la velocidad de ascenso de los materiales salinos es mayor que la de erosión. Se observan formas kársticas en los yesos, algunas de ellas exclusivas, en las partes altas de la cúpula (dolinas, uvalas, simas, túmulos). En otros puntos la sal llega a aflorar (Cueva del Gigante).

Montnegre

Magnífico afloramiento triásico a favor de una zona de falla activa de dirección E-W, que deja su impronta en la morfología de la ladera S (barrancos desviados) y condiciona el curso del propio río. Asimismo el afloramiento tortoniense de la presa de Tibi aparece deformado por efecto de esta importante falla. Debido al clima subárido y las características litológicas de los materiales es muy común el desarrollo de surcos y cárcavas (Fig. 12).



Fig. 12. Panorámica de la falla del Montnegre que pone en contacto arcillas y yesos de edad triásica con margas de edad cretácica. Las cárcavas se han desarrollado en estas últimas rocas.

Cueva de Canelobre

La Cueva de Canalobre es una de las cavidades más representativas de la parte meridional de la Comunidad Valenciana (actualmente está abierta al turismo). Está situada en la sierra del Cabeço d'Or a 3 km al N de Busot. Su descubrimiento se atribuye a los árabes en el siglo XI y sobre ella existen numerosas historias populares. La Cueva de Canelobre es una sima de aproximadamente 100 m de profundidad de morfología cilíndrica. Desde su cúpula surgen de forma espectacular multitud de estalactitas, algunas de las cuales superan la decena de metros. A lo largo de su recorrido es posible observar diversos espeleotemas y morfologías como estalagmitas, coladas y columnas, entre otras.

Arenal de Petrel

A unos 3 km al NW del municipio de Petrel, aparecen varios depósitos eólicos cuyo origen está estrechamente relacionado con los depósitos detríticos de facies Utrillas del Barranco de la Majada Honda. Concretamente, se trata de tres dunas interiores procedentes de la acumulación mayoritaria de partículas de cuarzo de tamaño arena. La alta granuloclasificación (diámetro entre 0,25 y 0,50 mm) de estos depósitos arenosos, el perfecto redondeamiento de sus granos, la superficie mate producto de la abrasión, las numerosas huellas de impacto que presentan confirman su origen eólico (Auerheimer et al., 1981).

Serra Gelada

Esta sierra separa las bahías de Benidorm y de Altea. A lo largo de sus 6 km de extensión muestra un perfil asimétrico muy característico. En efecto, su flanco SE corresponde a una impresionante costa acantilada, con alturas que superan los 400 m. Por el contrario, su flanco NW corresponde a una vertiente mucho más suave. Además de la morfología acantilada, Sierra Helada destaca por sus depósitos de eolianitas, por las fallas de La Escaleta y de Punta Bombarda, sus mineralizaciones de ocre y su estratigrafía cretácica (Fig. 13).



Fig. 13. Panorámica de la costa acantilada de Serra Gelada modelada en rocas de edad cretácica.

Penyal d'Ifac

Situado en la localidad de Calpe, fue declarado Parque Natural por la Generalitat Valenciana el 19 de enero de 1987. El Peñón formaba un islote próximo a la costa pero actualmente está unido al continente por dos barras arenosas donde se localizan las playas de la Ensenada al Sur y la playa de la Fossa al Norte (Fig. 14). Los sedimentos arenosos actuales se apoyan sobre depósitos litorales de edad Tirreniense (Cuaternario) que probablemente ya conectaron el antiguo islote con el continente. Se trata por tanto de un tómbolo que ha permitido el desarrollo de una pequeña laguna litoral conocida como El Saladar por su antigua utilización como salina.

Simas de Partagat (Sierra de Aitana)

En las proximidades de la cima de Aitana, cerca del Pas de la Rabosa existen unas grietas de gran profundidad conocidas como Simas de Partagat (diaclasas de tensión de dimensiones espectaculares) (Fig. 15). En la ladera norte también se observan magníficos afloramientos de fallas normales (espejos de falla) y depósitos periglaciares (derrubios ordenados, ríos de bloques, cantos rotos por crioclastia, suelos en guinalda, etc.).

Els Frares (La Serrella)

La Sierra de la Serrella es un relieve concordante cuya estructura es un anticlinal en rocas de edad cretácica y terciaria. En la ladera norte de la Sierra se observan unos curiosos pináculos conocidos como "Els Frares" resultado de la erosión diferencial de rocas con distinta resistencia. También se observa algún "arco" natural modelado en calizas.

Cala del Moraig

La cala del Moraig destaca especialmente por su morfología litoral. Además de la cova dels Arcs, la cala está rodeada por unos imponentes acantilados de más de 100 m de altitud. El frente acantilado está estrechamente ligado a la falla del Riu Blanc que pone en contacto rocas de edad cretácica en el bloque levantado con rocas de edad



Fig. 15. Fotografía de la zona alta de la sierra de Aitana en la que se observa el escarpe en las calizas eocenas y las enormes diaclasas de tensión conocidas como Simas del Partagat.

eocena en el bloque hundido (el salto vertical de la falla del Riu Blanc es de varios centenares de metros) (Fig. 8).

Barranc de l'Infern

Se trata de un espectacular desfiladero seco asociado a la morfología kárstica presente en las Sierras adyacentes de Alfaro y Mediodía. La tectónica alpina reciente ha generado la elevación generalizada del relieve de la provincia y consecuentemente el encajamiento de la red de drenaje (Fig. 16). De este modo, cuando este encajamiento se produce sobre rocas carbonatadas, se desarrollan desfiladeros o cañones kársticos como el del Barranc de l'Infern, el dels Bandolers (Sierra del Ferrer), el del Mascarat (entre El Toix y Serra Bernia), etc. En general estos desfiladeros no llevan agua en superficie de modo que, si se construyen presas, el agua no llega a llenarlas al producirse fuertes filtraciones. Este es el caso de la Presa de Isbert, cuyo papel fundamental no ha sido aquel para el que se construyó, es decir, el de almacenar agua, sino el de remansar el agua en épocas de fuertes lluvias y evitar inundaciones y, de paso recargar el acuífero y alimentar surgencias, como las de Tormos, de alto interés didáctico y científico.



Fig. 14. Panorámica del Penyal d'Ifac (cortesía del Diario Información).





Fig. 16. Panorámica aérea del Barranc de l'Infern, ejemplo del encajamiento de la red de drenaje que está sufriendo la mitad septentrional de la provincia de Alicante (cortesía del Diario Información).

Cabo de San Antonio

Desde el pie del Montgó hasta el Cabo de San Antonio, se extiende el rellano de Les Planes. Se trata de una hombrera aplanada correspondiente a una superficie de erosión plio-pleistocena que da paso a una costa acantilada. Estas superficies han sido interpretadas tradicionalmente como antiguas plataformas de abrasión marina posteriormente elevadas o que quedaron colgadas al descender el nivel del mar; si bien en muchos casos se trata de superficies de erosión continental o mixta. Con posterioridad la plataforma de Les Planes ha sido modelada por procesos kársticos, que se manifiestan claramente en las proximidades del Cabo de San Antonio (dolinas, lapiaces, terra rossa, etc.).

Marjal de Pego-Oliva

Con casi 1300 ha el Parque Natural de la Marjal de Pego-Oliva es una de las zonas húmedas más importantes de la Comunidad Valenciana. Se trata de una laguna costera separada del mar por un cordón dunar. En esta laguna endorreica se produce la descarga natural de cursos superficiales, acuíferos y la entrada de agua del mar, lo que unido a su escasa cota topográfica y emplazamiento climático húmedo (recibe precipitaciones medias en torno a 900 mm/año) favorece que presente niveles freáticos elevados y origine un ambiente palustre. Actualmente, esta laguna costera se encuentra parcialmente transformada por la intervención humana. No obstante, como zona húmeda sigue teniendo una importante riqueza ambiental e hidrogeológica. Así, a lo largo de la misma discurren los ríos Vedat-Bullents y Racons-Molinell y es posible observar diferentes manantiales de aguas subterráneas que reciben la denominación de *Ullals*. Estas surgencias muestran una variada gama de salinidades como consecuencia de la influencia del mar.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer la amabilidad de D. Iván Martín por habernos cedido gentilmente la fotografía de la figura 5. También nuestro agradecimiento al Diario Información por la cesión de las fotografi-

as aéreas 4, 14 y 16; especialmente a D. Jose M^a Perea y a D^a Eva Soler. También queremos mostrar nuestro agradecimiento a ANAYA Educación por habernos cedido gentilmente el MDT, y a D. Rafael Nucho por sus desinteresadas gestiones.

BIBLIOGRAFÍA

- Alegret, L. (2002). Sedimentología y micropaleontología (foraminíferos bentónicos) del tránsito Cretácico-Terciario: Correlación entre las áreas del Golfo de México y el Tethys. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 476 p.
- Alfaro, P. (1995). Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura (extremo oriental de la Cordillera Bética). Tesis Univ. Alicante, 320 p.
- Alfaro, P., Andreu, J.M., Delgado, J., Estévez, A., García, E., López Arcos, M., Rodríguez, M., Soria, J.M. y Yébenes, A. (1999). Itinerarios geológicos por el litoral de la provincia de Alicante. Instituto de Ciencias de la Educación, Universidad de Alicante, 86 pp.
- Alfaro, P., Andreu, J.M., Estévez, A., López Arcos, M., Soria, J.M., Yébenes, A., Castro, J.M., González Fernández, J., González Herrero, M., López Gómez, J.F. y López Martín, J.A. (1999). Itinerario geológico litoral entre Benidorm y Calpe (provincia de Alicante). Instituto de Ciencias de la Educación, Universidad de Alicante, 31 pp.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J.M. y Yébenes, A. (2002). Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology*, 186, 337-349.
- Andreu Rodes, J. M. (1997). Contribución de la sobreexplotación al conocimiento de los acuíferos kársticos de Crevillente, Cid y Cabeçó d'Or (provincia de Alicante). Tesis Doctoral, Univ. Alicante, 475 p.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., De Mets, C. y Stein, S. (1999). Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *J. Geophys. Res.*, 94, 5585-5602.
- Auernheimer, C. (1979). Los medios de sedimentación del Mioceno medio de Elda-Petrel (Alicante), en sus aspectos estratigráficos y geoquímicos. Tesis Doctoral, Univ. Alicante, 534 p.
- Auernheimer, C., Lledó, M.J. y Bellot, J. (1981). Arenal de Petrel. Informe geológico y ecológico. Ed. Caja de Crédito de Petrel, S. Coop. Lda.
- Azañón, J.M., Galindo Zaldívar, J., García Dueñas, V. y Jabaloy, A. (2002). Alpine Tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands. En: *Geology of Spain* (Eds: W. Gib-



bons y T. Moreno). Published by the Geological Society of London, 401-416.

Azéma, J. (1966). Géologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne). Bull. Soc. Géol. France, (7), VIII, p. 80-86.

Azéma, J. (1971). Le Prébétique de Cieza à Alicante. Cuad. Geol. Ibérica, vol. 2, p. 111-124.

Azéma, J. (1977). Étude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne). Tesis Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 393 p.

Cañaveras, J.C., García del Cura, M.A. y Meléndez, A. (2000). Itinerarios geológicos por la provincia de Alicante y limítrofes. Excma. Diputación provincial de Alicante, 127 pp.

Castro Jiménez, J. M. (1998). Las plataformas de Valanginiense Superior - Albiense Superior en el Prebético de Alicante. Tesis Doctoral, Univ. Granada y Jaén, 464 p.

Cortés, J.M., Antoranz, A., Menvielle, S., Ratsimandresy, A., Cisneros, J., Ramos, S., Cabrera, M.C., Serrano, V. y Mateu, J. (2003). La intrusión marina en el sistema de cuevas Moraig-Toix. Un estudio para la recuperación del acuífero de la depresión de Benissa (Marina Alta-Alicante). Boletín nº 4 SEDECK, Sociedad Española de Espeleología y Ciencias del Karst.

Cremades Campos, J. (1982). Contribución al conocimiento de los foraminíferos planctónicos y al estudio bioestratigráfico del Eoceno y Oligoceno del sector oriental de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 359: 350 p.

Crespo, A. y Luján, M. (2004). ¿Cómo se forman las montañas?. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, en prensa.

Champetier, Y. (1972). Le Prébétique et l'Ibérique côtiers dans le Sud de la province de Valence et le Nord de la province d'Alicante (Espagne). Mém. Sci. de la Terre, Nancy, 24, 1-170.

Darder Pericás, B. (1945). Estudio geológico del sur de la Provincia de Valencia y norte de la de Alicante. Bol. Geol. Min. España, 57, 59-837.

De Ruig, M. J. (1992). Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic Fold Belt of Alicante (SE Spain). Tesis Free Univ. Amsterdam, 207 p.

De Smet, M.E.M. (1984). Investigation of the Crevillente fault zone and its role in the tectogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain. Tesis Free Univ. Amsterdam, 174 p.

Delgado, J. (1997). Zonificación sísmica de la Vega Baja del río Segura: Análisis de la respuesta del suelo. Tesis doctoral, Univ. Alicante.

Garcín, M. (1987). Le bassin de San Miguel de Salinas (Alicante, Espagne), relations entre contexte structuro-sédimentaire et dépôts évaporitiques et carbonatés au Messinien. Tesis Doctoral, Univ. Paris-Sud Orsay, 297 p.

Granier, B. (1987). Le Cretacé inférieur de la Costa Blanca entre Busot et Altea, Alicante (Espagne); biostratigraphie, sédimentologie, evolution tectonosédimentaire. Tesis Doctoral Univ. Paris VI, 279 p.

Guimerà, J., Anadón, P., Estévez, A. et al. (1992). Història Natural dels Països Catalans: Geologia II. Fundació Enciclopèdia Catalana, 548 p.

Jerez, F. (1979). Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas. Bol. Geol. Min., t. XC-VI, p. 503-555.

Jiménez de Cisneros, D. (1904). La existencia del Infracretáceo en Busot (Alicante). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 4, 296-297.

Jiménez de Cisneros, D. (1907). Excursiones a los alrededores de la Sierra del Cid. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 7, 273-278.

Jiménez de Cisneros, D. (1916). Geología y Paleontología de Alicante. Mem. Mus. Nac. Cien. Nat., 21, 1-140.

Lancis Sáez, C. (1998). El nanoplancton calcáreo de las cuencas neógenas orientales de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Univ. Alicante, 423 p.

Lillo Beviá, J. (1973). Estudio paleontológico y geológico del Jurásico y Cretácico inferior del Sur de la provincia de Alicante. Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid, 534 p.

MacLeod, N., Keller, G., 1991. How complete are Cretaceous/Tertiary boundary sections? A chronostratigraphic estimate based on graphic correlation. Geol. Soc. Am. Bull., 103, 1439-1457.

Martínez-Ruiz, F. (1994). Geoquímica y mineralogía del tránsito Cretácico-Terciario en la Cordillera Bética y en la cuenca Vasco-Cantábrica. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 280 p.

Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M. y Palomo, I. (1999). Positive Eu anomaly development during diagenesis of the K/T boundary ejecta layer in the Agost section (SE Spain): implications for trace elements remobilisation. Terra Nova, 11, 290-296.

Meléndez, I. (2004). Geología de España, una historia de seiscientos millones de años. Ed. Rueda, 277 pp.

Molina, E. (1996). The Cretaceous-Tertiary boundary mass extinction in planktic foraminifera at Agost, Spain. Rev. Micropaléontologie, 39, 225-243.

Molina, J.M. y Vera, J.A. (2003). Bibliografía geológica de la Cordillera Bética y Baleares (1978-2002). Universidad de Jaén, 271 pp. (incluye CD).

Montenat, C. (1977). Les bassins néogènes et quaternaires du Levant d'Alicante à Murcia (Cordillères bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, paléontologie et évolution dynamique. Docum. Lab. Géol., Univ. Lyon, 69, 345 pp.

Montoya, P. (1995). Los macrovertebrados del Mioceno superior del área de Crevillente (Alicante). Tesis Doctoral, Univ. Valencia, 655 p.

Nieto Albert, L. M. (1997). La Cuenca Subbética Mesozoica en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral, Univ. Murcia, 562 p.

Pina, J. A. (1986). Caracterización geoquímica de medios sedimentarios del Cretácico en el Prebético Interno Oriental. Tesis Doctoral, Univ. Alicante, 423 p.

Pulido Bosch, A. (1978). Contribución al conocimiento de la hidrografía del Prebético Nororiental (provincias de Valencia y Alicante). Boletín I.G.M.E., 95 p.

Smit, J., (1990). Meteorite impact, extinctions and the Cretaceous/Tertiary boundary. Geol. Mijnb. 69, 187-204.

Smit, J. (1999). The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 27, 75-113.

Soria, J.M., Yébenes, A. y Caracuel, J.E. (2002). La sección Messiniense-Plioceno de Crevillente (Cordillera Bética oriental): expresión de la crisis de salinidad del Mediterráneo. Geogaceta, 31, 159-162.

Tent Manclús, J.E. (2003). Estructura y estratigrafía de las Sierras de Crevillente, Abanilla y Algayat: su relación con la falla de Crevillente. Tesis Univ. Alicante, 970 p.

Vera, J.A. (Ed.) (2004). Geología de España. SGE-IGME, Madrid, en prensa.

Vera, J.A. (2004). Geología de la Cordillera Bética (con referencia expresa a la provincia de Alicante). En: Geología de la provincia de Alicante. Libro guía de las excursiones del XIII Simposio sobre Enseñanza de la Geología. Instituto de Ciencias de la Educación, Universidad de Alicante, en prensa.

Vera, J.A. (1994). Geología de Andalucía. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 2.2 y 2.3, 306-316. ■

