

IV.- GEOLOGÍA Y LITOLOGÍA

De acuerdo con el mapa geológico de España (IGME 1998), en Andalucía se diferencian dos unidades geológicas de rango mayor (Figura 4.1):

1. Macizo Ibérico
2. Cordilleras Béticas

El **Macizo Ibérico** (o Hespérico) representa la parte más suroccidental de la Cadena Hercínica Europea. Los terrenos del Macizo Ibérico se extienden por la mitad occidental de la península Ibérica (en territorio andaluz afloran al norte del valle del Guadalquivir, coincidiendo con las alineaciones montañosas de Sierra Morena), y están constituidos por materiales precámbricos y paleozoicos estructurados durante la orogenia Hercínica o Varisca.

Las **Cordilleras Béticas** forman parte de una cadena de plegamiento alpino originada durante el Mioceno. Las Zonas Externas de la cordillera representan al antiguo margen continental localizado al sur y sureste de la placa ibérica, mientras que las Zonas Internas constituyen un fragmento de una microplaca (Subplaca

Mesomediterránea) que se ha desplazado hacia el oeste, hasta colisionar con dicho margen y formar la cordillera. Dentro de las Béticas se han diferenciado bajo la denominación genérica de **Depresiones Postorogénicas** a las áreas geológicas que quedaron deprimidas después de la orogenia Alpina, y fueron rellenadas por sedimentos neógenos y cuaternarios. Además de la Depresión del Guadalquivir, se incluyen un conjunto de cuencas intramontañosas, individualizadas durante el Mioceno superior dentro de las Cordilleras Béticas, como las depresiones de Granada, Guadix-Baza, etc.

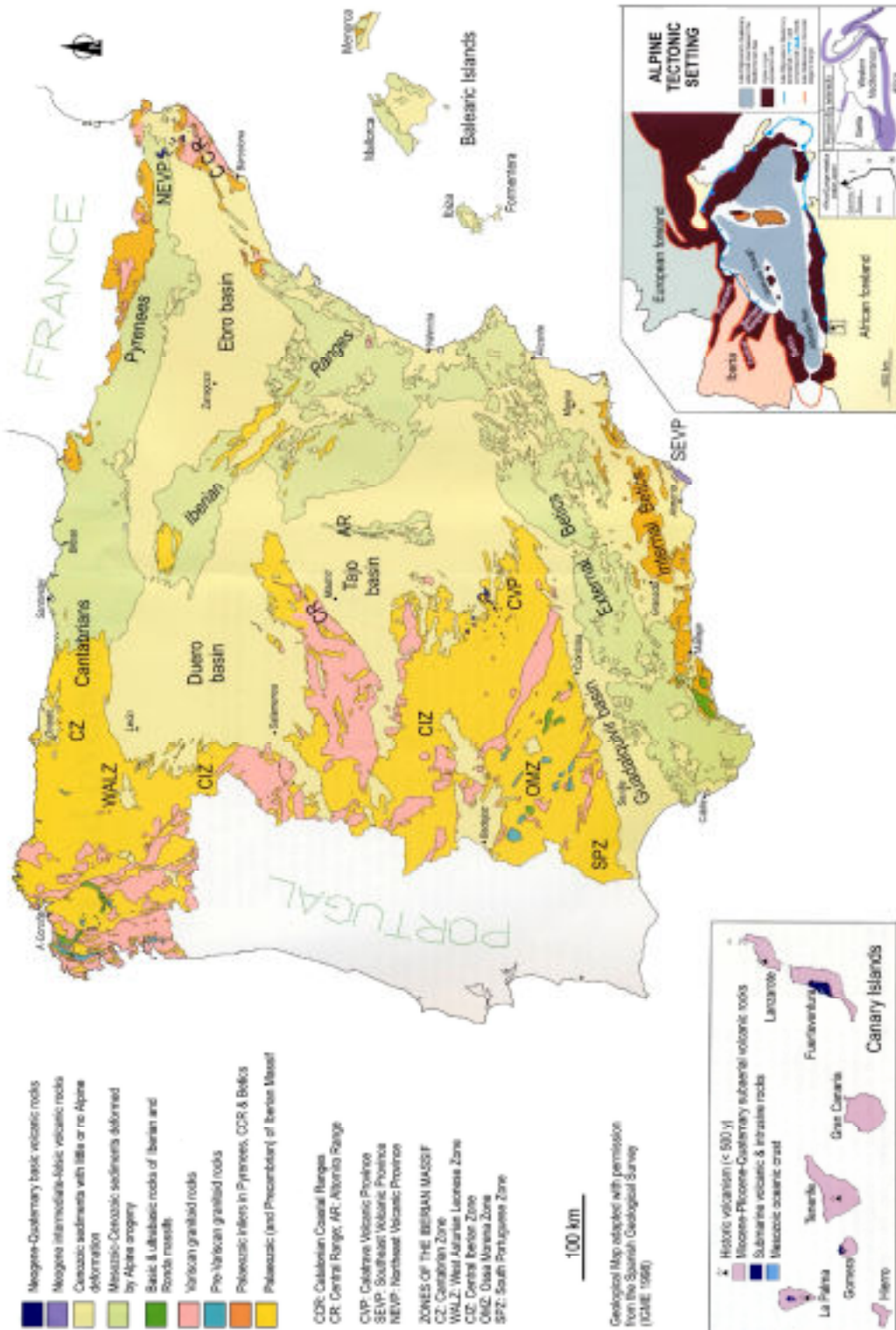


Figura 4.1.- Mapa geológico de España (IGME, 1998).

4.1.- MACIZO IBÉRICO

El Macizo Ibérico se subdivide tradicionalmente en cinco zonas geotectónicas con diferentes características estructurales, estratigráficas y petrológicas, según la clasificación propuesta inicialmente por Lotze (1945) y modificada más tarde por Julivert et al. (1974). Las zonas se disponen en bandas alargadas, de forma arqueada (Arco Ibero-Armoricano), siguiendo la directriz regional de las estructuras hercínicas. De norte a sur, las zonas reciben los nombres de: 1) Zona Cantábrica; 2) Zona Asturoccidental-Leonesa; 3) Zona Centro-Ibérica; 4) Zona Ossa-Morena; y 5) Zona Sur-Portuguesa. En Andalucía sólo afloran materiales hercínicos pertenecientes a las zonas más meridionales del Macizo Ibérico, esto es la Zona Centro-Ibérica, la Zona Ossa-Morena y la Zona Sur-Portuguesa.

El Macizo Ibérico presenta una marcada simetría o bilateralidad estructural. Las zonas más externas ocupan los extremos (zona Cantábrica al norte y Sur-Portuguesa al sur), donde la deformación afectó a niveles superficiales de la corteza. Las zonas más internas (zona Asturoccidental-Leonesa, Centro-Ibérica y Ossa-Morena) soportaron una deformación cortical más intensa, alcanzando al manto litosférico, y muestran evidencias de una actividad magmática y metamórfica más generalizada.

4.1.1. Zona Centro-Ibérica (ZCI)

La ZCI es una de las zonas internas del Macizo Ibérico. En conjunto, se trata de una zona heterogénea, que comprende terrenos metamórficos de alto grado y áreas sin metamorfizar, o bien afectadas por un metamorfismo muy bajo, así como abundantes intrusiones de granitoides. En Andalucía sólo está representada por una estrecha banda situada en las sierras del norte de las provincias de Jaén y Córdoba.

En general, la ZCI se caracteriza por la existencia de extensos afloramientos de una serie detrítica de edad comprendida entre el Rifeense superior y el Vendense, conocida con la denominación de Complejo Esquisto-Grauváquico o Alcudiense. Estos materiales ocupan el núcleo de grandes anticlinorios en cuyos flancos afloran series paleozoicas. Desde el punto de vista estratigráfico, el rasgo más destacado es el

carácter discordante de la formación Cuarcita Armoricana, del Ordovícico inferior, sobre su basamento Cámbrico inferior o Precámbrico.

El desfiladero de Despeñaperros (Jaén) ofrece excelentes afloramientos donde se observan las formaciones geológicas más representativas de la ZCI en Andalucía (Molina y Ruiz Ortiz, 1999). Los materiales precámbricos consisten en una alternancia de pizarras y grauvacas con niveles microconglomeráticos intercalados. Sobre este zócalo se sitúa discordantemente la serie ordovícica, con diferentes formaciones. La formación basal consiste en una alternancia de areniscas y cuarcitas con pizarras de tonos rojizos y algunos lentejones de conglomerados. A continuación se encuentran los potentes bancos de cuarcitas armoricanas, con estratificación subvertical, que constituyen los relieves más abruptos. Sobre las cuarcitas armoricanas alternan las pizarras con delgadas capas de cuarcitas, y finalmente, a techo de la serie, aparecen pizarras negras con graptolites del Ordovícico medio e intercalaciones de rocas volcánicas. Desde el punto de vista tectónico, predominan los pliegues de superficie axial subvertical o ligeramente vergente al sur, generados durante la primera fase principal de la deformación hercínica.

Otro rasgo sobresaliente de la ZCI es la existencia de numerosas intrusiones ígneas, entre las cuales destaca por su gran extensión el batolito granítico de Los Pedroches. Este cuerpo intrusivo, emplazado en materiales carboníferos, recorre el norte de la provincia de Córdoba marcando el límite meridional de la ZCI, según la división zonal más clásica del Macizo Ibérico. En relación epigenética con el batolito de Los Pedroches existen yacimientos de estaño, wolframio y uranio que fueron beneficiados en el pasado, así como numerosas mineralizaciones filonianas de cobre, plomo, plata y zinc, entre otros metales (Fig. 4.2). Los yacimientos de plomo más importantes de la región se localizan en el distrito de Linares-La Carolina, en relación espacial con rocas adamellíticas y granodioríticas que constituyen los afloramientos más orientales de la alineación magmática de Los Pedroches.

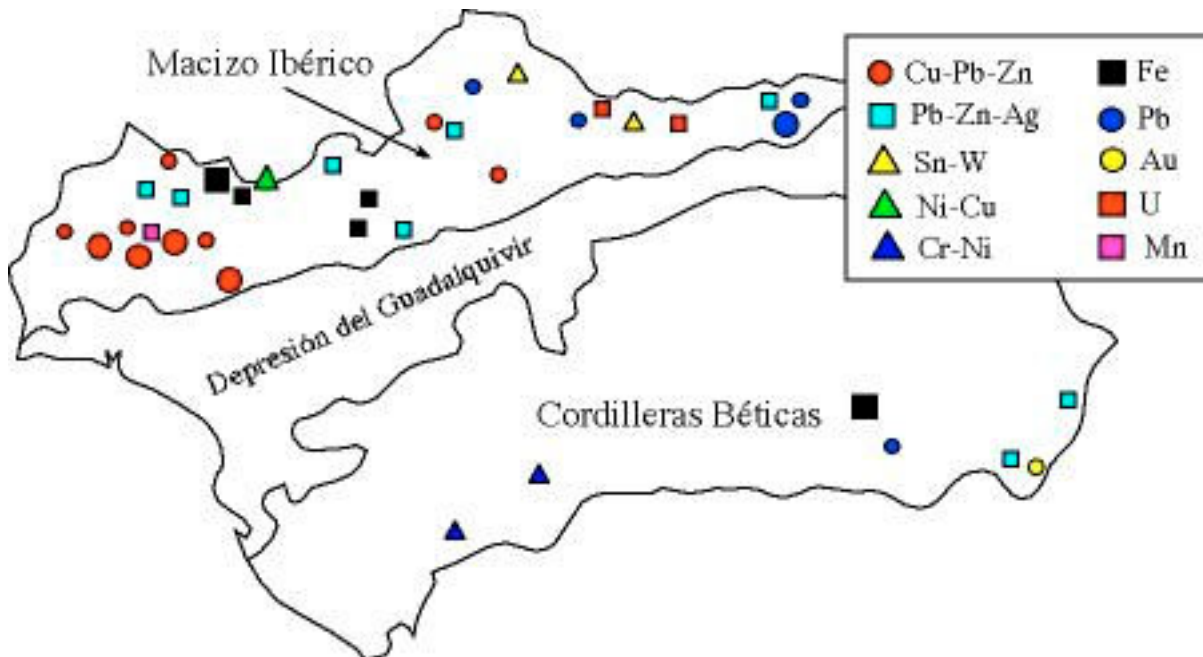


Figura 4.2.- Principales yacimientos de minerales metálicos de Andalucía

4.1.2. Zona Ossa-Morena (ZOM)

La ZOM es un dominio cortical adosado a la ZCI desde el Paleozoico inferior, con unas características geológicas peculiares que la diferencian del resto de las zonas internas del Macizo Ibérico (Castro, 1987). Ocupa el sector central de los afloramientos del Macizo Ibérico en Andalucía, abarcando parte de las sierras del norte de las provincias de Córdoba, Sevilla y Huelva.

La ZOM se caracteriza por su gran complejidad estructural y diversidad petrográfica. Está limitada por importantes accidentes tectónicos resultantes de los últimos episodios deformacionales de la orogenia Hercínica, y contiene materiales de edades comprendidas entre el Precámbrico y el Carbonífero, entre los cuales se encuentran emplazados numerosos cuerpos magmáticos. Así mismo, la ZOM está

compartimentada por una densa red de fracturas y zonas de cizalla, configurando bandas alargadas según la dirección de las estructuras hercínicas (NO-SE), en las que afloran materiales afectados por un metamorfismo de grado variable. Estos accidentes se han utilizado para diferenciar los siguientes dominios (Delgado-Quesada et al. 1977):

1. Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina
2. Valencia de las Torres-Cerro Muriano
3. Sierra Albarrana
4. Zafra-Alanís-Córdoba
5. Olivenza-Monesterio
6. Elvas-Cumbres Mayores
7. Sierra de Aracena

Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. Está delimitado por el batolito de los Pedroches, al norte, y por la cuenca carbonífera Guadiato-Peñarroya (Córdoba) al sur. Los materiales más antiguos reconocidos (principalmente esquistos, cuarcitas y anfibolitas) pertenecen al Precámbrico superior. Sobre este basamento se encuentran metasedimentos de distinta naturaleza correspondientes a las series paleozoicas.

Valencia de las Torres-Cerro Muriano. La serie estratigráfica de este dominio consta de dos partes diferenciadas. El tramo basal consiste en una secuencia de gneises y anfibolitas ortoderivadas, con algunos niveles de mármoles y cuarcitas. El tramo superior está constituido por la Serie Negra (Vegas, 1968), una potente sucesión metapelítica con intercalaciones de metavulcanitas básicas y cuarcitas negras, entre otras litologías, con restos fósiles del Rifeense medio-superior (Chacón et al. 1984). La cuenca carbonífera Guadiato-Peñarroya, localizada en el borde septentrional de este dominio, se encuentra dividida en varias zonas por cabalgamientos. Los principales depósitos de carbón están relacionados con los materiales detríticos continentales, de

edad Westfaliense, que afloran en la zona norte de la cuenca (Peñarroya-Bélméz-Espiel).

Sierra Albarrana. Está constituida por un conjunto de materiales metamórficos que se disponen simétricamente en torno a un núcleo precámbrico formado por los gneises cuarzofeldespáticos de la formación Albarrana (Garrote, 1980). Por encima de estos gneises se sitúa un potente tramo de esquistos y micaesquistos, con algunos niveles de cuarcitas, pertenecientes a la formación Albariza-Bembézar (Delgado-Quesada, 1971). Estos materiales localmente se encuentran cortados por cuerpos de ortoanfibolitas y pegmatitas graníticas de origen anatético, así como numerosos filones hidrotermales orientados transversalmente a las grandes estructuras metamórficas. Por último, cabe señalar la existencia de materiales carboníferos en antiguas depresiones intramontañosas de edad Tournaisiense-Viseense, como las cuencas de Benajazafe, Berlanga y Valdeinfierno. En la Sierra de Albarrana son abundantes los indicios de minerales metálicos, principalmente de plomo y cobre, relacionados con filones hidrotermales.

Zafra-Alanís-Córdoba. Se trata de un sinclinorio formado por metasedimentos paleozoicos, desde el Cámbrico inferior hasta el Devónico inferior, que yacen sobre un sustrato precámbrico compuesto por la secuencia de pizarras y cuarcitas de la Serie Negra. El Cámbrico inferior está representado por rocas carbonatadas fosilíferas (trilobites y arqueociatos), a menudo asociadas con rocas volcanogénicas. En la Sierra de Córdoba, por debajo de la serie carbonatada, se dispone concordantemente una formación de areniscas con algunos conglomerados (Fm. Torreárboles, cf. Liñán 1978), que marca la transición del Proterozoico al Cámbrico. El Cámbrico medio está representado por un conjunto volcanosedimentario, sobre el cual se disponen discordantemente ampelitas con graptolites del Silúrico y esquistos devónicos. El resto de afloramientos paleozoicos corresponden con los materiales carboníferos y pérmicos (areniscas, lutitas y conglomerados, con algunas capas de carbón) del norte de la provincia de Sevilla.

Olivenza-Monesterio. Comprende un anticlinorio situado entre Olivenza (Badajoz) y el sur del embalse del Pintado (Sevilla), en cuyo núcleo afloran rocas precámbricas de la Serie Negra y diversos cuerpos intrusivos félsicos y máficos. En el

flanco meridional del anticlinorio afloran calizas cámbricas entre niveles detríticos, que en contacto con las intrusiones ígneas han desarrollado importantes skarns con yacimientos explotables de hierro, como el caso de las minas de Cala, en la provincia de Huelva (Fig. 2). Por otra parte, el macizo metamórfico de Lora del Río (Sevilla) se considera la prolongación más oriental de este dominio, junto al valle del Guadalquivir.

Elvas-Cumbres Mayores. Está integrado por las metapelitas precámbricas de la Serie Negra y por materiales volcanosedimentarios finiprecámbricos. Se caracteriza, desde el punto de vista estructural, por la existencia de grandes plieques tumbados y cabalgamientos.

Sierra de Aracena. Constituye una estrecha banda metamórfica que se extiende por el norte de la provincia de Huelva, desde Almadén de la Plata (Sevilla) hasta Beja (Portugal). Castro et al. (1996) han subdividido la banda metamórfica de Aracena en un dominio oceánico y un dominio continental. El dominio oceánico está formado por las anfibolitas de Acebuches (Bard, 1969) y otras metabasitas resultantes del metamorfismo regional de basaltos oceánicos (Bard y Moine, 1979). El dominio continental es más heterogéneo y ha soportado un metamorfismo regional de alta temperatura y baja presión (Bard, 1969). Las rocas predominantes en la parte meridional del dominio son gneises pelíticos y calcosilicatados, granulitas, migmatitas, anfibolitas y mármoles; en cambio, en la parte septentrional predominan las metapelitas de grado bajo a medio, lo que implica la existencia de un fuerte gradiente metamórfico. Además, en este dominio se hallan diversas intrusiones de noritas, gabros, dioritas y granitos. Desde el punto de vista metalogenético (Fig. 2), existen pequeñas mineralizaciones de plomo y plata estratoligadas a calizas marmóreas y depósitos volcanosedimentarios de cobre y zinc.

4.1.3. Zona Sur-Portuguesa (ZSP)

La ZSP representa la zona externa meridional del Macizo Ibérico. En Andalucía ocupa la parte central de la provincia de Huelva, y se prolonga hasta la provincia de Sevilla. El contacto entre la ZSP y la ZOM es una importante sutura de la Cadena

Hercínica Europea, marcada por las anfibolitas de Acebuches. Las formaciones más septentrionales de la ZSP están constituidas por materiales devónicos correlacionables con los metasedimentos del antiforame de Pulo do Lobo en Portugal (Carvalho et al. 1976), entre los cuales se encuentran una alternancia flyschoides de grauvacas y pizarras, una formación cuarzoesquistosa, cuarcitas y metabasitas (Crespo, 1990), junto con un pequeño plutón de granodioritas deformadas, y un conjunto de granitoides tridihercínicos pertenecientes al batolito de la sierra norte de Sevilla (De la Rosa, 1992).

En la parte central de la ZSP se localiza la Faja Pirítica Ibérica (FPI), una banda de aproximadamente 250 km de largo y 50 km de ancho que contiene grandes yacimientos de piritita y sulfuros polimetálicos (principalmente Cu-Pb-Zn), que la convierten en la primera reserva mundial de sulfuros masivos (Franklin et al. 1981), y con numerosas mineralizaciones singenéticas de manganeso y filones hidrotermales de Cu, Pb, Zn, Sb, fluorita y barita (Sáez et al. 1996). La FPI (Fig. 2) se considera una de las provincias metalogénicas más importantes del mundo no sólo por el volumen de sus reservas minerales, sino también por la historia de su minería. Se tienen evidencias arqueometalúrgicas de que la actividad minera se remonta al comienzo de la Edad de los Metales, si bien la época de máximo esplendor tuvo lugar durante el tránsito del siglo XIX al XX (Salkield, 1987). Los yacimientos andaluces más productivos fueron: Riotinto, Tharsis, Sotiel, La Zarza y Aznalcóllar.

La estratigrafía regional de la FPI está bien establecida, en general, aceptándose la serie propuesta por Schermerhörn (1971), con tres grandes unidades litoestratigráficas que de muro a techo son: a) Grupo de Pizarras y Cuarcitas; b) Complejo Volcánico-Sedimentario; y c) Grupo Culm.

a) *Grupo de Pizarras y Cuarcitas (PQ)*. Es una potente y monótona formación de pizarras con cantos y niveles de cuarcitas interestratificados, que contiene algunos lentejones de calizas datadas por conodontos como Devónico superior (Van den Boogaard, 1963). Aunque la base de esta formación es desconocida, se estima que supera 1.000 m de espesor (Strauss y Madel 1974).

b) *Complejo Volcánico-Sedimentario (CVS)*. Es la unidad más interesante desde el punto de vista metalogénico y minero. La serie estratigráfica del CVS contiene varias secuencias de rocas lávicas y piroclásticas resultantes de diversos episodios volcánicos relacionados con un magmatismo hercínico bimodal. Los principales yacimientos de sulfuros masivos están asociados con el primer episodio volcánico ácido. Las secuencias volcánicas se encuentran englobadas en un armazón sedimentario compuesto esencialmente por pizarras y rocas epiclásticas, derivadas de la erosión de los aparatos volcánicos. La edad de este complejo volcánico-sedimentario está comprendida entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior (Oliveira, 1990).

c) *Grupo Culm*. Está integrado por una serie pizarrosa basal y una secuencia turbidítica de pizarras y grauvacas (Moreno y Sequeiros, 1989). Estos materiales detríticos son localmente ricos en restos fósiles característicos del Viseense superior (Posidonias, Goniatites), y se disponen concordantemente sobre el CVS, marcando el final de la sedimentación carbonífera. Basándose en datos geofísicos, Strauss y Madel (1974) estimaron una potencia de 500 m para esta unidad, en la parte española de la FPI, mientras que en la parte portuguesa Schermerhörn y Stanton (1969) le asignaron varios miles de metros de espesor.

Estos materiales fueron deformados y metamorfizados en bajo grado durante la orogenia Hercínica, dando lugar a un cinturón de pliegues y cabalgamientos de tipo "thin-skinned" con vergencia meridional, que se propagan hacia el sur sobre un despegue basal mesocortical (Quesada, 1997).

Finalmente, en el extremo oriental de la ZSP, en el límite con la ZOM, se encuentran en contacto discordante los materiales pérmicos de la cuenca del río Viar (Sevilla). Se trata de una cuenca intramontañosa, de geometría estrecha y alargada en dirección NO-SE, rellena por una serie detrítica inferior, formada por capas rojas de conglomerados, areniscas y lutitas (Simancas, 1983), y por una serie volcanoclástica gris de composición riodacítica (Sierra et al. 2000), entre las cuales se intercalan coladas basálticas.

4.2. CORDILLERAS BÉTICAS

Se da el nombre de Cordilleras Béticas a la cadena alpina que se extiende desde Cádiz hasta las costas meridionales del País Valenciano. En Andalucía están representados la mayor parte de sus elementos constitutivos. Clásicamente se dividen en dos grandes zonas con distinto significado paleogeográfico, (Zonas Externas y Zonas Internas) aunque hay que añadir algunos términos complejos o grandes unidades (Unidad del Campo de Gibraltar y el Complejo Dorsaliano). Normalmente, se consideran las Zonas Prebética y Subbética, junto con las unidades intermedias y al menos la parte meridional de la Depresión del Guadalquivir como Zonas Externas Béticas, caracterizadas por una tectónica de cobertera. Las Zonas Internas Béticas están constituidas por mantos de corrimiento y unidades alóctonas, agrupados en tres complejos: Nevado-Filábrides, Alpujárrides y Maláguides (Fig. 3).

Si bien la Cuenca del Guadalquivir tiene características y génesis ligada a la de las Cordilleras Béticas, dado que en su totalidad queda fuera del ámbito estricto de las Cordilleras Béticas se ha descrito por separado. Existen también depresiones internas de las Béticas que albergan materiales postorogénicos y que se han individualizado como “otras cuencas” para su descripción.

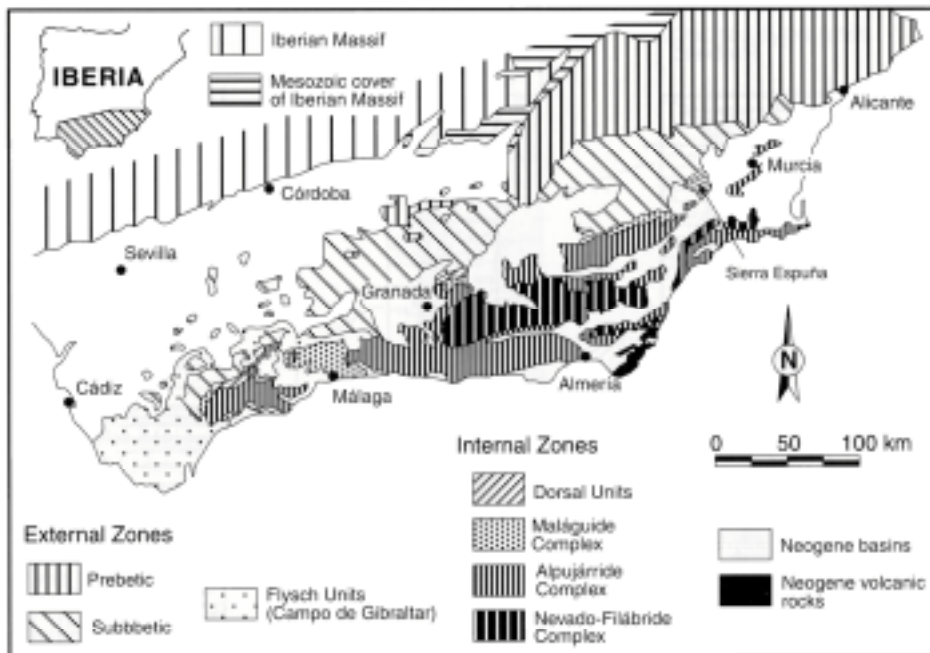


Figura 4.3. Dominios presentes en las Cordilleras Béticas.

4.2.1. Zonas Externas

Las zonas externas están constituidas por materiales comprendidos desde el Triásico al Mioceno inferior-medio.

4.2.1.1. Cobertera Tabular

Los materiales que lo constituyen son fundamentalmente de facies rojas del Trias de tipo germánico; sobre ellos, con menor extensión aparecen materiales carbonatados del Jurásico. En su conjunto son subhorizontales y descansan discordantes sobre un paleorelieve formado por rocas paleozoicas, plegadas en la orogenia hercínica. Los materiales triásicos son depósitos fluviales con gran desarrollo de facies de llanura de inundación (Fernández, 1975). Estos sedimentos se incluyen dentro de las zonas externas de las Béticas, y están depositados en el sur del Macizo Ibérico.

4.2.1.2 Zona Prebética

Se caracteriza por presentar series mesozoicas en las que dominan los materiales de facies someras, con episodios costeros e incluso continentales. Se suele dividir en función de criterios estratigráficos y paleogeográficos en:

Prebético externo

Es el área más próxima al continente durante el depósito. Está constituido por materiales mesozoicos sobre los que descansan discordantes los del Mioceno superior. El Trias es de facies germánica y constituye el nivel de despegue. El Jurásico es dolomítico con episodios arcillosos y calizos y el Cretácico se caracteriza por presentar una laguna estratigráfica generalizada que comprende casi todo el Cretácico inferior. Los términos presentes son de facies Weald, y calizas y dolomías. En Andalucía aflora en la Sierra de Cazorla.

Prebético interno

Presenta series estratigráficas más potentes y más complejas que el Prebético externo. El Triásico y jurásico presentan facies similares. El Jurásico terminal y todo el

Cretácico muestran facies carbonatadas de medios marinos someros y mareales con episodio costeros y deltáicos con sedimentación detrítica. El Paleógeno está formado por arcillas, calizas, y niveles detríticos de medios continentales. Tiene estructuras de pliegues vergentes NNW, fracturas de desgarre y cabalgamientos.

4.2.1.3. Dominio Intermedio

Corresponde al área que, desde un punto de vista paleogeográfico, estaría entre la Zona Subbética y la Zona Prebética. Se caracteriza por constituir durante el Jurásico y Cretácico un surco subsidente con depósito de materiales pelágicos y con importantes episodios turbidíticos.

El afloramiento más representativo dentro de Andalucía esta localizado al sur de Jaén. Se han definido (Ruíz Ortiz 1980) diferentes formaciones para el mesozoico. El Triásico y Liásico medio tienen características análogas a la Zona Subbética. El Lias superior es una ritmita con calizas tableadas y calizas margosas, el Dogger son calizas oolíticas, y el Malm comienza con margas con radiolaritas y sobre ellas turbiditas calcáreas. El Cretácico comienza con ritmitas de calizas margosas y continúa con turbiditas terrígenas. El Paleógeno es marino y formado por margas y calizas pelágicas. Tectonicamente el dominio intermedio cabalga hacia el norte de la Zona Prebetica y es cabalgado por el Sur por la Zona Subbética.

4.2.1.4. Zona Subbética

Se denomina así a una amplia región que se extiende al Sur del dominio intermedio hasta el límite con las zonas internas. En las proximidades de este límite hay unidades de posición dudosa. Dentro de este dominio se diferencian tres subdominios paleoeográficos: subbético externo, medio e interno (incluido el Penibético), de acuerdo con las características estratigráficas de las series jurasicas. El Subbético externo y el Subbético intemo constituyeron durante el Jurásico medio y

superior umbrales poco subsidentes, el Subbético medio constituyó un surco subsidente con vulcanismo submarino.

El Triásico presenta facies similares en todo el subbético con diferenciación del Bundsandstein-Muschelkalk y Keuper siendo este último el que domina, y constituye el nivel de despegue. El Lias inferior y medio es similar en todos los dominios, está formado por calizas de medios marinos someros, dolomitizadas en la base. El resto del Jurásico está compuesto por:

Lias superior. Altemancia rítmica de calizas y margas. En el Subbético medio alcanza mayores potencias y presenta intercalaciones de rocas volcánicas submarinas. En el Subbético interno falta por laguna estratigráfica o se presenta como calizas oolíticas.

Dogger. En el Subbético externo presenta facies de calizas oolíticas marinas someras y de “ammonítico rosso”. En el Subbético medio la facies es de calizas micríticas con sílex y margas con radiolarios, con coladas volcánicas submarinas. En el Subbético Interno y Penibético esta ausente o se presenta con facies de calizas dolomíticas.

Malm. De facies de “ammonítico rosso” tanto en el Subbético externo como en el interno (y Penibético). Por el contrario, el Subbético medio empieza con margas radiolaríticas y sigue con una ritmita de calizas, margas y turbiditas calcáreas con sílex. Localmente presenta intercalaciones importantes de rocas volcánicas submarinas (Comas 1978).

Cretácico inferior. Facies muy similares en toda la Subbética, excepto en el Penibético donde falta por laguna estratigráfica. Se trata de una ritmita de calizas-margas con espesor variable, localmente presenta estructuras de deslizamiento gravitacional.

Cretácico superior. Representado por calizas micríticas y margocalizas ricas en foraminíferos planctónicos y cocolitos

Los depósitos del *Paleógeno*, son materiales pelágicos donde se intercalan episodios turbidíticos y masas olistostrómicas. El *Mioceno inferior y medio* está formado por materiales pelágicos esencialmente margosos.

4.2.1.5. Términos comunes

Algunas de las unidades cabalgantes de la Zona Prebética han llegado a la Depresión del Guadalquivir. En esta Depresión se introducen, entre los materiales del Mioceno grandes masas olistostrómicas que se extienden ampliamente en la cuenca. Se han denominado “unidades alóctonas del Guadalquivir” o “complejo olistostrómico”. Está constituido por margas, con turbiditas, olistolitos y olistostromas.

4.2.2. *Zonas internas.*

Esta formada por tres complejos alóctonos: Nevado Filábrides, Alpujarrides y Maláguides. Los primeros están intensamente afectados por la deformación y metamorfismo alpino. El complejo Maláguide, posee una cobertera mesozoica y terciaria discordante, sin deformaciones apreciables.

4.2.2.1. Complejo Maláguide

Sus constituyentes litológicos son bastante homogéneos. Existe una sucesión paleozoica, coronada por formaciones detríticas del Permotrias, que dan paso a sucesiones mesozoicas y cenozoicas.

La sucesión paleozoica. Es de naturaleza areniscosa, pelítica o carbonatada, y muestra foliación de plano axial microplegado. La secuencia completa de más de 1km (Didon et al., 1973; Tubía, 1988) puede subdividirse en tres paquetes:

1. Filitas, metapelitas y areniscas. Comprende micaesquistos y filitas con lechos de grauwas deformadas y con niveles de conglomerados. Le suceden filitas con tonalidades violáceas (silúricas), calizas nodulosas con Ortoceras.
2. Calizas y grauwas. Constituyen una sucesión bien desarrollada en la que alternan metapelitas, grauwas y calizas detríticas a veces fosilíferas. (Silúrico-Devónico).
3. Grauwas, pelitas y conglomerados que constituyen un flysh. En la parte superior y en algunos puntos se intercalan calizas fosilíferas

Areniscas, limos y conglomerados del Permotrias. En la base se sitúan los conglomerados, con cantos centimétricos de cuarzo, areniscas y liditas que contienen niveles de areniscas rojas. Sobre ellos un tramo de areniscas y pelitas altemantes de un espesor de un centenar de metros. Progresivamente se pasa a otra secuencia semejante, aunque con bancos conglomeráticos, que pueden alcanzar los 100m de potencia. Finalmente niveles arcillosos abigarrados con yeso y niveles areniscos preceden a las calizas que coronan la secuencia. Todo este conjunto es discordante y descansa sobre varios términos de la sucesión paleozoica.

En algunas áreas, las sucesiones maláguides se ven coronadas por materiales mesozoicos y terciarios carbonatados.

Los términos mesozoicos se reducen a dolomías y calizas masivas, calizas oolíticas, y calizas margosas rojas. Encima de estas litologías es frecuente encontrar calizas con foraminíferos y conglomerados (Eoceno), que culminan con materiales detríticos del Oligoceno que pueden constituir el techo de la sucesión maláguide.

4.2.2.2. Complejo Alpujarride

Los términos Alpujárrides y Mantos Alpujárrides fueron introducidos por Van Bemmelen (1927) para dar nombre a un grupo de mantos que se encontraron en las vertientes septentrional y meridional de Sierra Nevada. Posteriormente se usa el término Complejo Alpujárride para dar nombre a las unidades afines a las que se describieron previamente (Egeler y Simon, 1969).

Estos materiales están metamorfozados en grado variable, creciente desde los términos más altos a los más bajos de cada manto. El metamorfismo se ha desarrollado durante el ciclo alpino, en condiciones extremas y algunos materiales han sufrido presiones de 30 km de carga y han llegado a temperaturas superiores a 700 ° C.

La litología de cada uno de los mantos alpujárrides tiene una secuencia a veces truncada, cuyos términos son asimilables a los de una sucesión alpujárride tipo (Aldaya et al., 1979 y 1991). Una secuencia alpujárride es una potente serie metapelítica que comprende tres formaciones, cada una de las cuales puede llegar a superar el kilómetro de espesor. La formación basal está constituida por esquistos, micaesquistos grafitosos,

y cuarzoesquistos, todos ellos de tonalidades oscuras con intercalaciones carbonatadas. Le sigue otra formación cuarcítica, de tonalidades pardo rojizas, de edad paleozoica. La serie metapelítica termina por una formación de filitas y cuarcitas, que en ciertos mantos son micaesquistos de grano fino, con horizontes cuarcíticos, lentejones carbonatados y localmente evaporitas (atribuidas al Permotrias).

De manera gradual se pasa, a través de horizontes calcoesquistosos, a una potente formación carbonatada (esencialmente calizas y dolomías). Los tipos de facies sedimentarias asociados a esta formación indican que se trata de facies someras, propias de una plataforma carbonatada.

Preferentemente en los Alpujárrides occidentales y por debajo de la serie metapelítica se encuentran migmatitas, gneises graníticos y rocas granulíticas ácidas. Las peridotitas de la Sierra Bermeja (Ronda) forman parte de un manto alpujárride y están cizalladas.

4.2.2.3. Complejo Nevado-Filábrides

Definido por Egeler (1963), comprende sucesiones de materiales metamórficos, distribuidos entre diferentes unidades alóctonas y mantos. Esencialmente el metamorfismo y las deformaciones son alpinas, pero se ha identificado la existencia de deformaciones pre-alpinas (Puga 1971, Vissers, 1981).

En el metamorfismo alpino se pueden diferenciar varios periodos. En el primero las rocas llegaron a alcanzar condiciones de soterramiento de 35 km con temperaturas de 400-500° C; en el segundo se llegaron a presiones de 15 km de profundidad y temperaturas de 550° C, en el tercero las presiones son semejantes y las temperaturas de hasta 450° C (Díaz de Federico et al., 1979; Martínez Martínez, 1984).

Paralelamente a esta evolución metamórfica los materiales sufrieron deformación que puede ser expresada como resultado de tres fases de plegamiento, con fases tardías de menor importancia. En la segunda fase de deformación se originaron rocas miloníticas (González Lodeiro, 1984, Platt et al., 1998)

La litología según Martínez Martínez (1984) que sintetiza las de otros autores, es la siguiente:

Formación Aulago: Materiales de los niveles inferiores, forman una sucesión monótona compuesta por esquistos y niveles cuarcíticos de varios Km de espesor. La parte superior esta formada por rocas cuarzo-feldespáticas con potencia variable. Por debajo se suceden esquistos grafitosos muy potentes. Esta formación posee intercalaciones de mármoles grafitosos (Devónicos).

Formación Montenegro. Comparable a la formación anterior, con espesores de 2000 m en Sierra de los Filabres y menos de 300 m en Sierra Nevada. Predominan los esquistos con cloritoide y esquistos albíticos.

Formación Tahal. Se apoya sobre los esquistos de Montenegro y llega a los 1000 m de espesor. Esta compuesta por micaesquistos claros con niveles de conglomerados en la parte inferior. En la parte alta predominan micaesquistos. La sucesión termina con niveles más cuarcíticos seguida por micaesquistos, que incluyen masas de eclogitas y rocas ígneas poco o nada metamorfizadas. La edad es permotriásica.

Formación Huertecica. Esta constituida por mármoles de menos de 100 m de potencia, a los que se asocian esquistos. Los mármoles con calcíticos o dolomíticos, con brechas, yeso e intercalaciones de filitas y micaesquistos. También es frecuente la inclusión de rocas básicas metamorfizadas. Edad Triásica.

Formación Casas. Se distingue un primer tramo (inferior) de mármoles calcíticos y dolomíticos con anfibolitas intercaladas (menos de 100 m), un segundo tramo de anfibolitas y micaesquistos (más de 50 m), y un tercer tramo con esquistos cuarcíticos con mármoles y calcoesquistos. La edad atribuida es triásica.

Formación Nevada. Es una formación litologicamente compleja en la que coexisten esquistos grafitosos, mármoles calcíticos y dolomíticos, esquistos anfibolíticos, eclogitas, serpentinitas, etc.

4.2.2.4. Complejo dorsaliano

Está generalmente cabalgado por el conjunto de Maláguides más Alpujárrides, más Nevado-Filábrides. Se distingue dentro del complejo entre Dorsal Interna y Dorsal Externa. Paleogeográficamente la primera puede considerarse como de transición a las Maláguides, y la Externa como transición al surco sedimentario de las Unidades del Campo de Gibraltar.

La Dorsal Interna está constituida por dolomías oscuras del Trías, calizas blancas liásicas, una sucesión de calizas nodulosas, calizas margosas blancas, margas y margocalizas grises, calizas masivas con foraminíferos y conglomerados y términos margosos y detríticos (Oligoceno -Aquitaniense).

La Dorsal Externa tiene una sucesión que se caracteriza por un potente paquete de dolomías triásicas, coronadas por alternancia de margocalizas dolomíticas, calizas brechoides y nodulosas, calizas detríticas grises y conglomerados del Eoceno, para ser culminada la serie con términos margosos y detríticos (Oligoceno).

4.2.3. *Unidad del Campo de Gibraltar*

Se denominan “unidades flysch” a los materiales que afloran extensamente en la mitad meridional de la provincia de Cádiz y que se extienden sobre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Se trata de materiales alóctonos cuya posición originaria ha sido muy discutida. Se han encontrado rocas equivalentes en Marruecos, Argelia y Túnez. Pueden diferenciarse numerosas unidades que forman mantos de corrimiento superpuestos, constituidos por formaciones de edad comprendida entre el Paleógeno y Mioceno inferior, aunque existen pequeños afloramientos de edad cretácica (Martín-Algarra, 1987). Las de tipo flysch tienen una representación muy importante. En los depósitos cenozoicos del Campo de Gibraltar se han distinguido las siguientes unidades (Pendón, 1978):

4.2.3.1. Unidad del Aljibe

Es la unidad tectónicamente más alta y está formada por dos grandes secuencias litoestratigráficas. La inferior (100 m de potencia) constituida por margas y arcillas con intercalaciones de turbiditas calcáreas (Paleógeno) y la superior (> 1000m de potencia) formada por la Arenisca del Aljibe, facies con características constantes desde la provincia de Cádiz a Sicilia (Mioceno inferior y medio).

4.2.3.2. Unidad de Algeciras

Los términos inferiores son análogos a los de la otra unidad, mientras que el Mioceno inferior está formado por unas facies turbidíticas con bancos de areniscas micáceas que superan los 1000 m de potencia, la edad asignada es Oligoceno – Aquitaniense.

4.2.3.3. Otras unidades

Se reúnen en este epígrafe el resto de unidades del Campo de Gibraltar incluidas aquellas formadas por mezcla tectónica de varias (p.e. Complejo de Colmenar). En ellas se pueden diferenciar una base margosa o arcillosa y los términos superiores turbidíticos (flysch)

4.3 CUENCAS POSTOROGÉNICAS

Se han incluido en este apartado las series sedimentarias desarrolladas entre las zonas Internas y Externas de las Cordilleras Béticas, durante el inicio del Mioceno (Figura 4). La que ocupa mayor extensión es la Cuenca del Guadalquivir. Las cuencas intramontañas de las Cordilleras Béticas pueden ser continentales o marinas. Las continentales tienen un desarrollo muy pequeño e incluyen conglomerados y areniscas, que hacia techo cambian a diatomitas del Tortoniense-Messiniense (Elízaga & Calvo 1988). Existen algunas cuencas marginales de origen marino (e.j. Ronda) ligadas al dominio atlántico, y otras ligadas al dominio mediterráneo (Granada, Guadix-Baza, Almería, entre otras), durante el Mioceno.

4.3.1 Cuenca del Guadalquivir

Los materiales que rellenan la Cuenca del Guadalquivir son fundamentalmente neógenos (Mioceno-Plioceno) y se distribuyen de una forma asimétrica condicionados por la distribución morfoestructural del sustrato. También existen depósitos cuaternarios, en su mayor parte pertenecientes a las terrazas y aluviales de los grandes ríos y sus afluentes, aunque en ocasiones se encuentran formaciones de arenas rojas en discordancia erosiva sobre los materiales terciarios.

Materiales terciarios

El límite norte de la depresión (Macizo Ibérico) es muy neto, y es un borde pasivo. El borde sur (activo) marca el límite con las zonas externas de las Cordilleras Béticas. Todos los materiales terciarios son de origen marino, excepto en el área de Lebrija (Sevilla), donde existen depósitos continentales. Los sedimentos marinos pueden subdividirse en tres grupos (Galán y González, 1993): a) Materiales autóctonos, formados en la propia cuenca de sedimentación y b) Materiales paraúctonos, procedentes de áreas próximas, y c) Unidad alóctona (Olistostroma) formada por sedimentos de procedencia Subbética en general, y que debido a la subsidencia de la cuenca miocena, se deslizaron provocando una acumulación de grandes depósitos.

Materiales autóctonos. Están bien representados en la zona norte de la depresión. La litología de las distintas formaciones de muro a techo es la siguiente:

- a) Formaciones detrítico-carbonatadas (Mioceno superior). Se inicia con niveles conglomeráticos de escaso espesor (<2m) que se disponen de forma erosiva sobre el zócalo paleozoico. Sobre ellos se encuentran depósitos de calcarenitas y hacia techo aparecen niveles de arenas fosilíferas de pequeña potencia. Estas arenas pasan lateralmente a limos y margas limosas. Las variaciones de facies son muy frecuentes en este tramo. Esta unidad se incluye dentro de la UTS2 definida para la Cuenca del Guadalquivir por Martínez del Olmo et al. (1984) y en la Secuencia Depositional C (Sierro et al, 1990).
- b) Formaciones margo-arcillosas (Mioceno superior-Plioceno). Afloran en toda la depresión y aumentan considerablemente su potencia hacia el sur. En superficie

raramente superan los 60 m, pero por datos de sondeos se sabe que llegan a tener 2000 m de potencia en algunas zonas. La litología es de margas arcillosas con intercalaciones limosas. La correlación con las nuevas tendencias (UTS y Secuencias Depositionales) sería UTS3 y Secuencia D.

- c) Formaciones arenosas más o menos limosas (Plioceno inferior). Están constituidas por limos y arenas muy ricas en microfauna que se disponen sobre las margas mediante tránsito gradual (potencia de 30 m). Cambian lateralmente de facies a otros de carácter carbonatado cuya potencia oscila entre 60-100 m
- d) Formaciones detríticas pliocenas. Se disponen de forma erosiva sobre los tramos anteriores y están constituidas por arenas rojas, con cambios laterales de facies a sedimentos más groseros. Se corresponderían con la UTS4 (Martínez del Olmo et al, 1984) y Secuencia D (Sierro et al. 1990)

Materiales alóctonos y parautóctonos. Este conjunto litológico tiene una amplia extensión en el SW de la Depresión. Esta formado por margas blancas, donde se intercalan niveles con alto contenido en diatomeas y otros organismos silíceos (radiolarios, esponjas, silicoflagelados). La edad de estos materiales varía desde el Oligoceno al Mioceno medio-superior. Estos materiales quedarían incluidos en la UTS2 (Martínez del Olmo et al., 1984). En el sur de la cuenca los depósitos olistostrómicos, localizados en la parte frontal de los mantos subbéticos, están intercalados con arcillas y margas del Tortoniense. Encima de estas unidades olistostrómicas se encuentran, arcillas calcarenitas del Messiniense (Riaza y Martínez del Olmo, 1996)

Los sedimentos continentales (Plioceno superior) están constituidos por calizas silicificadas en la base y calizas margosas, margas y arcillas hacia techo, pero representan poca extensión dentro de la cuenca marina (Galán y Ferrero, 1982).

Materiales cuaternarios

Se pueden subdividir en :

- *Depósitos cuaternarios de terrazas y aluvial reciente*, constituidos por gravas y arenas más o menos limosas, con intercalaciones arcillosas en el primer caso y por gravas y arenas en el segundo. Los cantos de grava suelen ser de naturaleza cuarcítica , o ígnea en la mayoría de los casos.
- *Arcillas y arenas de descalcificación*, la litología es de arcillas y arenas rojas procedentes de la alteración de los materiales terciarios. No llega a constituir un conjunto litológico definido, pero tiene gran continuidad en la cuenca, aunque escasa potencia
- *Formación roja*, constituida por gravas, arenas finas y arcillas rojas, esta formación se ha denominado equivocadamente como glacia, atendiendo a un criterio geomorfológico, hay que decir que ni tan siquiera tiene la morfología de glacia y corresponde a un alto nivel aluvial (Pendón y Rodríguez Vidal, 1986)
- *Marismas*, ocupan una amplia extensión en el S y SW de la Cuenca del Guadalquivir, están constituidas por sedimentos arenosos y limosos con niveles de turba intercalados, y cantidades variables de sales.

4.3.2. Otras cuencas

Cuencas ligadas al dominio atlántico

Ronda-Antequera-Alcalá la Real

Están rellenas por materiales del Mioceno superior que se sitúan en discordancia sobre el substrato. En conjunto los materiales del Mioceno superior pueden considerarse como una formación de tipo molásico constituido por calcarenitas, debajo de las cuales se encuentran margas más o menos arenosas del Andaluciense inferior

Cuencas intramontañosas ligadas al dominio Mediterráneo

Las cuencas intramontañas, han tenido una evolución muy diferente durante el Tortonense-Messiniense. Se han diferenciado dos tipos: a) Las que se encuentran en el contacto entre las Cordilleras Béticas Externas e Internas, distantes actualmente del mar Mediterráneo, y b) Otras cuencas, localizadas en las Zonas Internas de las Béticas y cercanas al Mediterráneo. Al primer caso pertenecen las de Granada y Lorca, que estuvieron aisladas durante el Tortonense-Messiniense y se desecaron completamente, por lo que los depósitos de evaporitas son los más significativos. También se encuentran en este grupo las de Guadix-Baza, donde existen sedimentos aluviales y fluviales (conglomerados, arenas y limos) que pasan lateralmente a depósitos lacustres (arenas, margas, calizas y yeso). En el segundo grupo están las Cuencas de Vera, Sorbas, Tabernas, y Almería, que estuvieron conectadas al mediterráneo, hasta el Plioceno.

En general, durante el Tortonense inferior tuvo lugar la sedimentación de calcarenitas bioclásticas de hasta 50m de potencia, con abundantes restos de briozoos, algas y bivalvos (Esteban et al., 1996). Localmente predominan depósitos de conglomerados y areniscas. Al final del Tortonense se depositaron conglomerados y areniscas, que cambian lateralmente de facies a limos y margas.

Guadix-Baza

Los materiales neógenos y cuaternarios que constituyen el relleno de la misma ocultan los contactos entre las Zonas Internas y Externas de las Cordilleras Béticas. En esta cuenca está representada la secuencia continental completa (500 m de potencia). La mayoría de los materiales miocenos que afloran pertenecen al Mioceno superior, aunque localmente existen materiales más antiguos. La litología es de sedimentos aluviales y fluviales (conglomerados, limos y areniscas) que cambian lateralmente de facies a depósitos lacustres (margas, calizas y yesos). Se han diferenciado varias unidades separadas por inconformidades desde el Turoliense al Pleistoceno (García Aguilar y Martín 2000).

Depresión de Granada

Los sedimentos Neógenos de la Depresión de Granada se sitúan discordantes sobre un paleorrelieve formado por materiales de las Zonas internas y Zona Subbética. Se han definido seis unidades tectosedimentarias desde el Burdigaliense al Plioceno (Rodríguez Fernández, 1982).

Las características de los sedimentos continentales son similares a las de la Cuenca de Guadix-Baza, en ocasiones aparecen capas de carbón intercaladas en los sedimentos lacustres (Fernández et al., 1996)

Durante el Tortoniense superior y Messiniense inferior, se depositaron calcarenitas bioclásticas con restos de briozoos y bivalvos, y depósitos siliciclásticos (Braga et al. 2001). Durante el Messiniense se han diferenciado dos unidades, la inferior consiste en biohermos de coral junto con calcarenitas y/o margas y limos, y la superior está constituida por Poritas y carbonatos micríticos, que cambian lateralmente a margas con diatomitas y foraminíferos planctónicos (Martín et al., 1997; Riding et al., 1991). La desecación de la cuenca durante el Messiniense ha dado lugar a la formación de depósitos de yeso, con intercalaciones de margas y capas de carbón. Los depósitos continentales del final del Messiniense - Plioceno inferior están discordantes y formados por secuencias lacustres y fluviales.

Almería-Sorbas, Vera, Almanzora y otras

Debido a la propia naturaleza de estas cuencas neógenas, controladas por la actividad tectónica, el relleno de las mismas se realiza con dos tipos principales de depósitos: clásticos (actividad tectónica) y carbonatos-evaporitas (estabilidad tectónica), que reflejan condiciones de sedimentación muy dispares.

Los depósitos clásticos predominan durante el Tortoniense, período de intensa deformación donde los elevados relieves generados fueron extensamente erosionados, acumulándose potentes series detríticas en las depresiones subsidentes. En el Tortoniense inferior aparecen abanicos aluviales asociados a escarpes de fallas activas. Durante el Tortoniense superior, los depósitos clásticos se depositaron en ambiente

marino profundo según distintos tipos de flujos gravitacionales (debris-flow a turbiditas).

Los depósitos de carbonatos y evaporitas son los más característicos durante el Messiniense, y reflejan importantes cambios comparados con la sedimentación durante el Tortoniense.

Se ha seleccionado como representativa de este tipo de cuencas la de Sorbas (Almería). El relleno de la cuenca está formado por una serie de unidades sedimentarias que abarcan desde el Messiniense al Plioceno (Martín- Suarez et al., 2000). Esquemáticamente se pueden diferenciar de base a techo:

- a) Unidad conglomerática continental de tonalidades rojizas de posible edad Serravalliense (20-15 Ma), y aflorante en el borde SE de la cuenca.
- b) Discordantemente sobre la unidad anterior aparecen depósitos del Tortoniense superior, que varían de facies en función del lugar ocupado en la cuenca. Así, en el borde N son depósitos siliciclásticos de *fan-delta* y plataformas carbonatadas. En el sur, próximos a la sierra de Alhamilla y Cabrera, estos depósitos constituyen una serie de más de 700 m de conglomerados (*debris-flow*), turbiditas y margas marinas ricas en fauna planctónica.
- c) Depósitos del Messiniense, muy similares en ambos márgenes de la cuenca, en los que se distinguen dos grandes ciclos sedimentarios, que a su vez se corresponden con dos unidades litoestratigráficas de amplia representación en la región: Fm. Turre y Fm. Caños. No obstante, conviene señalar que la base de la Fm. Turre puede estar representado el Tortoniense superior, y que el techo de la Fm. Caños lo constituyen materiales pliocenos detríticos.

4.4. ROCAS VOLCÁNICAS DEL CABO DE GATA

Las rocas volcánicas del cenozoico están localizadas en el SE de España. Este vulcanismo se desarrolló principalmente desde el Oligoceno al Cuaternario, a lo largo de una franja de 150 x 25 km (9000 km²), entre Almería (Cabo de Gata) y Cartagena (Manga del Mar Menor) y se ha denominado como “Faja Volcánica de Almería

Cartagena” (FVAC) (Oyarzun et al., 1995) o “Provincia Volcánica del SE” (SEP) (López Ruíz, et al 2002). La FVAC – SEVP presenta una serie de características que la hacen un caso particular dentro de las provincias volcánicas pertenecientes a márgenes continentales activos (Benito et al., 1999). La SEVP comprende las siguientes rocas magmáticas (Bellón y Brousse, 1977; López Ruíz y Rodríguez Badiola, 1980, López Ruiz, et al. 2002):

- Serie calcoalcalina (CA): andesitas basálticas, andesitas, dacitas, riolitas (15,5-7.9 M.a)
- Series calcoalcalina de alto-K (KCA) y shoshonítica (SH): andesitas potásicas, toscanitas, banakitas (12.8-7 M.a)
- Serie ultrapotásicas (UP) (lamprolítica) y basaltos alcalinos (AB): jumillitas, cancalitas, fortunitas , veritas (10,8-6 Ma)

El vulcanismo de la SEVP se ha desarrollado en dos etapas, una primera representada por la erupción de CA, KCA, SH y UP, y la segunda caracterizada por la extrusión de pequeños volúmenes de basaltos alcalinos en el NW de Cartagena.

El vulcanismo CA, está restringido al Cabo de Gata, y los magmas hicieron erupción en distintas pulsaciones con periodos de inactividad. Durante las erupciones las cenizas, tobas y brechas, alternan con otros fenómenos explosivos. En la etapa de inactividad, se han depositado calizas bioclásticas con briozoos, bivalvos y foraminíferos.

KCA y SH están localizadas en el sector de El Hoyazo-Vera-Mazarrón-Cartagena-mar Menor. Están caracterizados por domos y diques y ocasionalmente lavas y depósitos piroclásticos. Los domos están constituidos por fragmentos de rocas volcánicas en una matriz con la misma composición. Localmente aparecen brechas.

Las rocas lamprolíticas están formadas por chimeneas (Las Minas, Mazarrón y Vera), diques (Fortuna y Mula) y en ocasiones lavas (Jumilla). Excepto en algunos casos estas rocas están localizadas en el sector norte de la región volcánica. El vulcanismo basáltico esta restringido exclusivamente al NW de Cartagena.

4.5. BIBLIOGRAFÍA

- Aldaya, F., Garcia-Dueñas, V. y Navarro Vila, F. (1979). Los mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 154-166
- Aldaya, F., Alvarez, F., Galindo-Zaldivar, J., González Lodeiro, F., Jabaloy, A. y Navarro Vila, F. (1991). The Malaguide-Alpujarride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 313, 1447-1453.
- Bard JP (1969). *Le Métamorphisme Régional Progressif des Sierras d'Arcena en Andalousie Occidentale (Espagne) : Sa Place dans le Segment Hercynien Sud-Ibérique*. Thèse, Univ. Montpellier, 397 pp
- Bard JP y Moine B (1979). Acebuches amphibolites in the Arcena hercynian metamorphic belt (southwest Spain): geochemical variations and basal affinities. *Lithos*, 12, 171-282
- Bellón H y Brousse R (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bull. Société Géol. France*, 19, 469-480
- Benito R, López Ruiz J, Cebriá JM, Hertogen J, Doblas M, Oyarzun R y Demaiffe D (1999). Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high- K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of the SE Spain. *Lithos*, 46, 773-802
- Braga JC, Mertín JM y Wood JL (2001). Submarine lobes and feeder channels of redeposited, temperate carbonate and mixed siliclastic-carbonate platform-deposits (Vera Basin, Almería, southern Spain). *Sedimentology*, 48, 99-116
- Carvalho D, Correia HAC e Inverno CMC (1976). Contribuição para o conhecimento geológico do Grupo de Ferreira-Ficalho. Suas relações com Faixa Piritosa e Grupo do Pulo do Lobo. *Memórias e Notícias*, 82, 145-169
- Castro A (1987). Implicaciones de la Zona Ossa-Morena y dominios equivalentes en el modelo geodinámico de la Cadena Hercínica Europea. *Estudios Geol.* 43, 249-260
- Castro A, Fernández C, De la Rosa JD, Moreno-Ventas I, El Hmidi H, El Biad M, Bergamín JF y Sánchez N (1996) Triple-junction migration during Paleozoic plate convergence: The Arcena metamorphic belt, Hercynian massif, Spain. *Geol. Rundsch.* 85, 108-185

- Chacón J, Fernández J, Mitrofanov F y Timofeev BV (1984). Primeras dataciones microfítópaleontológicas en el sector de Valverde de Burguillos-Jerez de los Caballeros (Anticlinorio de Olivenza-Monesterio). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8, 211-220
- Comas MC (1978). *Sobre la Geología de los Montes Orientales. Sedimentación y evolución paleográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética-Andalucía)*. Tesis Doctoral, Univ. Bilbao.
- Crespo A (1990). Geología del extremo septentrional de la Zona Sur-Portuguesa en la región de Aracena (Macizo Ibérico Meridional). Discusión y cuestiones abiertas. *Bol. Geol. Min.* 101, 669-677
- De la Rosa, J (1992). *Petrología de la Rocas Básicas y Granitoides del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla. Zona Sur-Portuguesa, Macizo Ibérico*. Tesis Doctoral, Univ. Sevilla, 312 pp.
- Delgado-Quesada M (1971). Esquema geológico de la nº 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.* 82, 277-286
- Delgado-Quesada M, Liñán E, Pascual E y Pérez-Lorente F (1977). Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. *Stud. Geol.* 12, 75-90
- Díaz de Federico, A., Gomez Pugnaire, M.T. y Torres Roldán, R. (1979). Igneous and metamorphic in the proceses in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (southern Spain). *Cuad. Geol.*, 8, 37-60.
- Didon WP, Durand Delga M y Komprobst J (1973). Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltár. *Bull. Société Géol. France*, 7, 77-105
- Egeler CG y Simon OJ (1969). Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures. *Geol. in Mijnbouw*, 48, 296-305
- Egeler CG (1963). On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geol. Rundschau*, 53, 260-269
- Elizaga E y Calvo JP (1988). Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la zona prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Interés Minero. *Bol. Geol. Min.* 99, 837-846
- Esteban M, Braga JC, Martín JM y Santisteban C (1996). Western Mediterranean reef complexes. In: Franseen EK, Esteban M, Ward W & Rouchi JM (Eds) *Models for Carbonate Stratigraphy from*

- Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions*. Concepts in Sedimentology and Paleontology Series, 5, SEPM, Tulsa, 55-72
- Fernández, J. (1975). Sedimentación triásica en el borde sureste de la Meseta. Tesos Doctoral de la Universidad de Granada. 173 pp.
- Fernández J, Viseras C y Soria JM (1996). Pliocene –Pleistocene continental infilling of the Granada and Guadix basins (Betic Cordillera, Spain). The influence of allocyclic and autocyclic processes of the resultant stratigraphic organization. In: Friend PF y Dabrio CJ (Eds) *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, 366-371
- Franklin JM, Sangster DF y Lydon JW (1981). Volcanogenic massive sulphide deposits. *Econ. Geol.* 75th Anniv. Vol. 485-627
- Galán E y Ferreo A (1982). Palygorskite-sepiolite clays of Lebrija Southern Spain. *Clays Clay Minerals*, 30, 191-199
- Galán, E. y González, I. (1993). Contribución de la Mineralogía de Arcillas a la interpretación de la evolución paleogeográfica del Sector Occidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Estudios Geol*, 49, 261-275
- García-Aguilar JM y Martín JM (2000). Late Neogene to Recent continental history and evolution of the Guadix-Baza basin (SE Spain). *Revista Soc. Geol. de España*, 13, 65-77
- Garrote A (1980). Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarraña (provincia de Córdoba), Sierra Morena. 1ª Reunión del GOM, *Temas Geol. Min.* 145-165
- González-Lodeiro F, Orozco M, Campos J y García-Dueñas V (1984). Cizallas dúctiles y estructuras asociadas en los Mantos del Mulhacén y Veleta, primeros resultados sobre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres. In: *El borde Mediterráneo español, evolución del Orógeno bético y Geodinámico de las depresiones neógenas*, Granada, 5-8
- IGME (1998). Guía para la Investigación de los Recursos Minerales de España. IGME, Madrid.7
- Julivert M, Fontboté JM, Ribeiro A y Conde L (1974). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España, memoria explicativa, 113 pp
- Liñán E (1978). *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 212 pp.

- López-Ruiz J y Rodríguez-Badiola E (1980). La región volcánica neógena del sureste de España. *Estud. Geol.* 36, 5-63
- López-Ruiz J., Cebria, J.M. y Doblas, M. (2002) Cenozoic volcanism I: The Iberian Peninsula. In: Gibbons, W & Moreno, T (eds) *The Geology of Spain*. 417-438
- Lotze F (1945). Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.* 6, 78-92
- Martín JM, Braga JC y Riding R (1997). Late Miocene *Halimeda* alga-microbial segment reefs in the marginal Mediterranean Sorbas Basin, Spain. *Sedimentology*, 44, 441-456
- Martín Suarez, E., Freudenthal, M. Krijgsman, W. Y Rutger-Fortuni, A. (2000). On the age of the continental deposits of the Zorreras Member (Sorbas basin, Se Spain) *Geobios*, 33, 505-512
- Martín-Algarra A (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada.
- Martínez Martínez, J.M. (1984). Evolución tectono-metamórfica del complejo Nevado Filabride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de Filabres, cordilleras Béticas (España). Tesis de la Universidad de Granada. 198 pp
- Martínez del Olmo W, García Mallo J, Leret Verdú C, Serrano Oñate A y Suárez Albo J (1984). Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. *I Congreso Español de Geología*, 1, 199-213
- Martínez-Martínez JM (1984). *Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado- Filábride en el sector entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada.
- Molina JM y Ruiz Ortiz PA (1999). Despeñaperros y la cascada de la Cimbarra. En: Durán JJ y Nuche R (eds), *Patrimonio Geológico de Andalucía*, ENRESA, 231-237
- Moreno C y Sequeiros L (1989). The basal shaly formation of the Iberian Pyrite Belt (South-Portuguese Zone): Early Carboniferous bituminous deposits. *Paleogeog. Paleoclim. Paleoecol.* 73, 233-241
- Oliveira JT (1990). The South-Portuguese Zone. Stratigraphy and synsedimentary tectonism. In: Dallmeyer RD & Martínez-García E (eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 334-347
- Oyarzun R, Márquez A, Ortega L, Lunar R y Oyarzun J. (1995). A late Miocene metallogenic province in southeast Spain: atypical Andean-type processes on a smaller scale. *Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy*, 104, 197-202

- Pendón JG (1978). *Sedimentación turbidítica en las Unidades del Campo de Gibraltar*. Tesis Doctoral, Univ. Granada
- Pendón, J.G. y Rodríguez Vidal, J (1986). Caracteres sedimentológicos y geomorfológicos del alto nivel aluvial cuaternario en el litoral de Huelva. Abstract XI Congreso Nacional de Sedimentología.
- Platt., J.P., Soto, J.L., Withehouse, M., Hurford, A. y Kelley, S.P. (1998). Thermal evolution rate of exhumation and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alborán extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics*, 17, 671-689.
- Puga, E. (1971). Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral Universidad de Granada 257 pp.
- Quesada C (1997). A reappraisal of the structure of the Spanish segment of the Iberian Pyrite Belt. *Miner. Deposita* 33, 31-44
- Riaza C y Martínez del Olmo W (1996). Depositional model of the Guadalquivir-Gulf of Cádiz Tertiary basin. In: Friend PF y Dabrio CJ (eds) *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. World and Regional Geology, 6 Cambridge University Press, Cambridge, 330-338
- Riding R, Martín JM y Braga JC (1991). Coral-stromatolite reef framework, Upper Miocene, Almería, Spain. *Sedimentology*, 38, 799-818
- Rodríguez-Fernández J (1982). *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. Granada.
- Ruiz-Ortiz PA (1980). *Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril-provincia de Granada- y Jaén)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada.
- Sáez R, Almodóvar GR y Pascual E (1996). Geological constraints on massive sulphide genesis in the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geol. Rev.* 11, 429-451
- Salkield LU (1987). *A Technical History of the Rio Tinto Mines. Some Notes on Exploitation from Pre-Phoenician times to 1950s*. The Institution of Mining and Metallurgy, 114 pp
- Schermerhöm LJJ (1971). An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min.* 82, 239-268
- Schermerhöm LJJ y Stanton WI (1969). Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal). *Geol. Mag.* 106, 130-141

- Sierra S, Moreno C y González F (2000). El vulcanismo pérmico de la cuenca del Viar (SO de España): caracterización de la Secuencia Volcanoclástica Gris. *Geogaceta*, 27, 159-162
- Sierro FJ, González Delgado JA, Dabrio CJ, Flores JA y Civis J (1990). The Neogene of the Guadalquivir basin (SW Spain). In: *Paleontología I Evolucio*. Agustí, J.(Ed.), 211-250
- Simancas F (1983). *Geología de la Extremidad Oriental de la Zona Sur-Portuguesa*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 439 pp
- Strauss GK y Madel J (1974). Geology of massive sulphide deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt. *Geol. Rundsch.* 63, 191-211
- Tubía, J.M. (1988). Estructura de las Alpujárrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero de España, 99, 165-212.
- Van der Bemmelen, R.W. (1927). Bijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in de province Granada. Tesis Doctoral 176 pp.
- Van den Boogaard M (1963). Conodonts of Upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal. *Geol. Mijnbouw*, 42, 248-259
- Vegas R (1968). Sobre la existencia de Precámbrico en la baja Extremadura. *Estudios Geol.* 24, 85-89
- Vissers, R.L.M. (1981). A structural study of the central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain) with emphasis on deformational processes and their relation to the Alpine metamorphism. GUA Paper of Geology, 15, 1-154.

