



PRESENCIA DE UN RESTO DE CORTEZA OCEÁNICA DE 400 MILLONES DE AÑOS EN LA SIERRA DE ARACENA Y PICOS DE AROCHE.

Manuel Díaz Azpiroz. Doctor en Geología (AYESA)

INTRODUCCIÓN

Es bien conocido que la Comarca de la Sierra de Aracena cuenta con un patrimonio rico en aspectos culturales, antropológicos, históricos o biológicos, por citar algunos ejemplos. Sin embargo, la importancia que representan para la geología algunas de las rocas de esta zona es casi desconocida. Una de las formaciones geológicas científicamente más relevantes de las encontradas en la Comarca de la Sierra son las llamadas anfibolitas de Acebuches, las cuales representan un resto de corteza oceánica de más de 400 millones de años de antigüedad.

En esta comunicación se pretende describir de manera somera las características más importantes de las anfibolitas de Acebuches, los afloramientos más interesantes y su localización, así como la relevancia que representan estas rocas para la geología de España y para la comprensión de los procesos geológicos globales.

INTRODUCCIÓN A LA TECTÓNICA DE PLACAS

Para poder llegar a entender la importancia que tienen las anfibolitas de Acebuches, hay que tener en cuenta que la geología tiene un ámbito de estudio que supera, con mucho, el territorio de esta comarca. Los procesos que dan lugar a la generación de las rocas responde a procesos globales que afectan, no sólo a una parte muy importante de la superficie terrestre, sino también a zonas muy profundas del planeta. Es por ello que, para comprender dichos procesos, es necesario echar un ligero vistazo a nuestro planeta: La Tierra.



El planeta Tierra no es homogéneo, sino que está constituido por una serie de capas que, desde la superficie hasta el centro son: corteza, manto y núcleo. El manto se divide, a su vez, en tres capas con características propias: manto litosférico, astenosfera y manto interno. En el núcleo, por su parte, se distinguen núcleo interno y núcleo externo. Las dos capas más superficiales, la corteza y el manto litosférico, definen lo que se conoce como litosfera, una fina capa de apenas 50 km de espesor formada por roca frágil (Figura 1). La litosfera “flota” sobre la astenosfera, una capa de roca semifundida, más densa, que forma parte del manto. En función de las características de las rocas predominantes, se han distinguido dos tipos de litosfera: la litosfera oceánica, que está formada por rocas basálticas, y constituye el fondo de los océanos; y la litosfera continental, formada mayoritariamente por granitos, y constituyente principal de los continentes emergidos y el denominado talud continental.

La superficie terrestre, definida por la litosfera, está “partida” en trozos de distintos tamaños conocidos como placas litosféricas (Figura 2). Los límites de dichas placas quedan evidenciados por una serie de accidentes como grandes cordilleras submarinas (dorsales oceánicas) o fosas de gran profundidad (Figura 3). Las placas litosféricas no son estáticas, sino que se mueven sobre la superficie semi – fluida de la astenosfera. Para que estas placas, que cubren por completo la superficie terrestre, puedan moverse es necesario que se genere litosfera en algunas zonas y se destruya en otras. Esto implica que pueden existir tres tipos de límites, que se clasifican en función del movimiento relativo entre placas: límites divergentes, límites convergentes y límites transcurrentes (Figura 4).

El movimiento de las placas litosféricas está sostenido, por una parte, en la creación de litosfera oceánica en los límites divergentes y, por otra, en la destrucción de dicho material en los límites convergentes. En un límite divergente, como una dorsal oceánica, se produce el ascenso de magma procedente de las astenosfera, el cual se adosa al extremo de cada una de las placas a las que la dorsal sirve de límite. El magma se solidifica empujando a las placas, provocando un desplazamiento de las mismas, que es divergente respecto a la dorsal. Un ejemplo de este tipo de límites es la dorsal centro – atlántica. Por el contrario, en los límites convergentes, la litosfera de una



de las placas se “sumerge” (subduce) bajo la litosfera de la placa vecina. De esta forma, el material de la primera se introduce de nuevo en la astenosfera. En función de la naturaleza de las placas litosféricas implicadas en un proceso de subducción, se pueden distinguir tres tipos de límites convergentes: placa oceánica – placa oceánica, placa oceánica – placa continental y placa continental – placa continental. Por último, los límites transcurrentes son aquellos en los que ni se crea ni se destruye litosfera. En estos límites, las placas se desplazan lateralmente la una respecto a la otra. El ejemplo más conocido de este tipo de límites es la falla de San Andrés, en California.

La formación de la mayor parte de las cordilleras está asociada a los procesos que se dan en los límites convergentes de placas. En los límites en los que convergen una placa formada por litosfera continental y otra formada por litosfera oceánica, es ésta última, más densa, la que subduce bajo la primera. Asimismo, cuando convergen dos placas oceánicas, una de ellas, generalmente la más vieja, subduce bajo la otra. En ambos casos, en la placa que queda por encima tienen lugar erupciones volcánicas e intrusiones de granitos, generándose cordilleras de tipo andino, si dicha placa es continental, y arcos de islas como las de Japón, si la placa es oceánica. Cuando la litosfera oceánica de la placa que es subducida bajo una placa continental se agota, la litosfera continental que “viaja” detrás converge con la litosfera continental de la placa superior. En esos casos, ninguna de las placas tiende a subducir, de manera que se produce una colisión entre ambas placas, dando lugar a cordilleras como las del Himalaya.

Esta teoría, conocida como teoría de la tectónica de placas, ha sido expuesta de manera detallada en numerosas publicaciones (véanse, por ejemplo, Wilson, 1981; Condie, 1982; Cox y Hart, 1986; Hallan, 1989 y Nicolas, 1995). Aparte de algunas muestras, mencionadas previamente, de la existencia de la tectónica de placas (como, por ejemplo, la presencia de las dorsales y las fosas oceánicas), esta teoría está fundamentada en una serie de evidencias, de las que a continuación mencionamos las más importantes. 1) La coincidencia morfológica entre algunos continentes (la más evidente es la de África y Sudamérica), así como la similitud entre cadenas montañosas actualmente separadas, permite suponer que estos continentes estuvieron unidos en algún momento de la historia de La Tierra. 2) Gracias



a los registros estratigráficos, se ha determinado la extensión de algunos casquetes polares antiguos, los cuales están actualmente situados en regiones templadas del planeta, que han debido moverse desde posiciones cercanas a los polos. 3) La presencia de archipiélagos lineales (Hawaii, por ejemplo), cuyas islas muestran un gradiente de edad denotan el movimiento de una placa litosférica sobre un punto caliente fijo, a través del que emergen magmas procedentes de la astenosfera. 4) Se ha comprobado que en los límites de placas se produce una actividad sísmica y térmica mucho más abundante que en el resto del planeta. Esta actividad es producto de los procesos descritos anteriormente. 5) Mediante dataciones isotópicas, se ha observado que la edad de la litosfera oceánica es variable, de manera que es más joven en las cercanías de las dorsales, y es progresivamente más vieja a medida que se aleja de ellas. Esto se debe al desplazamiento, divergente respecto a las dorsales, de la litosfera oceánica.

De acuerdo con la tectónica de placas, la evolución de La Tierra se adapta a ciclos que, de manera general, presentan las siguientes fases (Figura 5): **A)** Cratón estable. Zona continental antigua en la que no se producen movimientos tectónicos, y que ha sido arrasada por la erosión (zona central de Australia). **B)** Apertura de un océano joven. El continente se rompe creándose dos nuevas placas (valle del Rift, en África oriental). Al poco tiempo, comienza la creación de corteza oceánica, abriéndose un nuevo océano (Mar Rojo). **C)** Dorsal oceánica. La expansión oceánica ha aumentado, generándose un océano, cuyos márgenes son tectónicamente estables (Océano Atlántico). **D)** Zona de subducción. El extremo de corteza oceánica de una de las placas se hace muy frío y denso, y comienza a subducir bajo el continente vecino, generándose un nuevo límite que separa dos placas que antes eran una sola (el Océano Pacífico y Sudamérica). **E)** Cierre de la cuenca oceánica. Producto del movimiento convergente surgido de la fase **D**, la cuenca oceánica se cierra progresivamente (desaparición de la placa Juan de Fuca bajo la placa Norteamericana). **F)** Colisión continental. Una vez se ha consumido por completo la litosfera oceánica que separa dos continentes, éstos colisionan dando lugar a una cordillera (los Himalayas, como producto de la colisión, aún activa, de la India con la placa Euroasiática. Si, posteriormente a la finalización de la colisión, la zona permanece tectónicamente inactiva durante el tiempo suficiente, su-



friría un proceso de erosión y cratonización hasta alcanzar la fase **A** del ciclo. Cada uno de estos ciclos se conoce como Ciclo de Wilson, y durante la historia de la tierra se han sucedido varios de ellos. De esta manera, ha habido épocas en las que los continentes se encontraban separados unos de otros, como ocurre en la actualidad (Figura 6b), y épocas en las que los continentes se unían, formando supercontinentes como Pangea, Gondwana o Eurasia (Figura 6a). Las principales cordilleras se han formado durante éstas últimas, que se conocen como orogenias. En España se han encontrado evidencias de tres orogenias distintas: Cadomiense, Hercínica y Alpina. Las cordilleras resultantes de las dos primeras han sido completamente arrasadas por la erosión, siendo la meseta el único vestigio que queda de la orogenia Hercínica. La última gran orogenia, la Alpina, tuvo lugar hace unos 50 millones de años, y durante la misma se crearon los Pirineos y las Béticas.

En las colisiones continentales, es habitual que una lámina fina de corteza oceánica (la parte superior de la litosfera oceánica) quede incrustada en la cordillera que se forma. En consecuencia, la presencia de rocas procedentes de una antigua corteza oceánica, las cuales aparecen intercaladas en un conjunto de rocas continentales, es una de las evidencias de la presencia de una sutura entre dos continentes que, en un momento de la historia geológica, colisionaron para formar una cordillera.

DESCRIPCIÓN DE LAS ANFIBOLITAS DE ACEBUCHES

La Sierra de Aracena y Picos de Aroche forma parte de la cordillera que se formó, durante la orogenia Hercínica, por la colisión, hace unos 320 millones de años, de dos placas continentales. Una de éstas era la placa Euroasiática, situada al norte. Los restos de esta placa constituyen, en la actualidad, centro – Europa y la meseta Ibérica. Por otro lado, se encontraba una microplaca, llamada placa Surportuguesa, que estaría situada al sur, y en la que se incluirían el sur de Portugal y la parte central y meridional de la provincia de Huelva. El límite primitivo entre ambas placas está definido por una banda de rocas basálticas que aparecen desde Beja, en Portugal, hasta Almadén de la Plata, en la provincia de Sevilla, pasando por la zona meridional de la comarca de la Sierra de Aracena y Picos de Aroche (Figura



ra 7). Estas rocas fueron definidas por J.P. Bard en 1969, que las bautizó con el nombre de anfibolitas de Acebuches, ya que fue en esa localidad de Almonaster La Real dónde describió la sección tipo.

En trabajos posteriores del mismo autor, así como de otros investigadores, se fueron definiendo las características químicas, mineralógicas y estructurales de estas rocas. De acuerdo con estos estudios, la composición química de estas rocas es muy similar a la que presentan los basaltos que se forman en las dorsales oceánicas (Bard y Moine, 1979; Dupuy *et al.*, 1979; Munhá *et al.*, 1986; Quesada *et al.*, 1994; Castro *et al.*, 1996). Actualmente, la mineralogía y la estructura de estas rocas no son las propias de un basalto ya que, durante el tiempo transcurrido entre su formación en una dorsal oceánica y su emplazamiento definitivo entre las placas Euroasiática y Surportuguesa, sufrieron un proceso de metamorfismo, que dio lugar a cambios en los minerales, aunque no en la composición química fundamental, acompañado de diversas deformaciones que hicieron que perdiera su estructura original y adquiriera una nueva (Crespo-Blanc y Orozco, 1988; Crespo-Blanc, 1991; Giese *et al.*, 1994; Castro *et al.*, 1996; Díaz Azpiroz, 2001). La roca resultante de estas transformaciones se conoce como anfibolita (de ahí el nombre que le dio Bard a estas rocas). A pesar de ello, hay pequeñas zonas que han quedado preservadas de dicha deformación, y que muestran la estructura original del basalto oceánico (Bard, 1969; Crespo-Blanc, 1991; Quesada *et al.*, 1994; Castro *et al.*, 1996). En definitiva, la composición química y mineralógica de las anfibolitas de Acebuches, así como su estructura, sugieren que la banda en la que afloran dichas rocas fue, en su momento, la capa más superficial de la litosfera oceánica que separaba las placas Euroasiática y Surportuguesa.

Los mejores afloramientos de las anfibolitas de Acebuches se pueden encontrar al sur de Aroche, en las inmediaciones de las aldeas de Veredas y Acebuches, en la carretera entre Almonaster La Real y el cruce de Santa Ana, en el carril de subida al cerro de San Cristóbal, en el camino del cementerio de Alájar y en la carretera entre Aracena y Campofrío (Figura 7).

Las anfibolitas de Acebuches definen una banda de más de 100 kms de longitud y menos de 1 km de anchura, que presenta una dirección ONO



– ESE y está inclinada hacia el norte. En función de su estructura y de su mineralogía, esta formación pueden dividirse en dos grandes zonas paralelas de una anchura similar. La situada al norte está formada por anfibolitas bandeadas, que presentan una alternancia de bandas con distintas tonalidades de gris. Por su parte, las rocas que afloran en la zona meridional son de color verde y no presentan bandeado. A continuación se describirán más detalladamente las rocas que aparecen en cada una de estas zonas.

Las anfibolitas bandeadas muestran una alternancia de bandas en las que el tamaño de los minerales es variable. De esta forma, se observan bandas de color gris oscuro, en las que los minerales tienen un tamaño muy pequeño, y bandas de color claro, en las que pueden distinguirse los dos minerales principales que las componen: la plagioclasa, de color blanco, y el anfíbol, de color negro (Figura 8a). Este bandeado es especialmente patente en algunos afloramientos de la carretera entre el cruce de Santa Ana y Almonaster La Real, así como en el carril de subida al cerro de San Cristóbal. Si nos movemos, dentro de esta zona bandeada, hacia el sur, el tamaño de grano disminuye y las bandas de grano grueso (las de color más claro), se hacen más escasas. Por lo tanto, el bandeado resulta menos evidente (Figura 8b). Esta zona bandeada representa la parte superior de la corteza oceánica que separaba las dos placas continentales antes de la colisión.

La zona más meridional de las anfibolitas de Acebuches está formada por unas rocas de color verde, que muestran unos planos de foliación (discontinuidades paralelas) muy juntos entre sí. Paralelamente a estos planos pueden observarse unas bandas de color blanco, llamadas “lazos” de plagioclasa (Figura 9a). Sobre los planos de foliación se observan una serie de minerales muy estirados, definiendo una estructura que se conoce como lineación de estiramiento (Figura 9b). Afloramientos espectaculares de este tipo de anfibolitas se encuentran en el camino del cementerio de Alájar, en el comienzo del carril a Escalada, en la zona cercana al cementerio de Almonaster La Real, en la aldea de Veredas y al sur de Aroche. Estas rocas eran, originalmente, como las anfibolitas bandeadas de la zona norte. El aspecto que presentan actualmente es efecto de la deformación producida por una gran falla dúctil (en la que no se llega a producir fractura a escala macroscópica), de unos 300 m de anchura, cuya zona de máxima deforma-



ción estaba localizada en el límite sur de las anfibolitas de Acebuches. Esta falla se conoce como Zona de Cizalla Suribérica, y fue definida por Crespo-Blanc y Orozco (1988). En relación con la deformación de esta falla se desarrollaron gran cantidad de pliegues de distinta escala y ángulos de apertura (Figura 9c), muchos de los cuales pueden observarse en un afloramiento situado en la carretera entre el cruce de Santa Ana La Real y Almonaster La Real. La presencia de abundantes granos de plagioclasa que fueron girados por efecto de la deformación producida en la mencionada falla (Figura 9d), indican que, mediante esta falla, las anfibolitas de Acebuches se movieron en dirección SO, desplazándose por encima (cabalgando) de la placa Surportuguesa. Estos granos girados (llamados porfiroclastos) son especialmente abundantes en el entorno del Puerto de Veredas, al sur de Cortegana.

ROCAS ASOCIADAS A LAS ANFIBOLITAS DE ACEBUCHES

Ya se ha comentado que las anfibolitas de Acebuches definen una banda que se encuentra inclinada al norte. Por encima de dicha banda, hacia el norte, se sitúan las rocas del antiguo margen meridional de la placa continental Euroasiática. En las cercanías de Calabazares se ha encontrado un afloramiento en el que se aprecia el contacto entre las anfibolitas de Acebuches y las rocas continentales, situados por encima de las primeras (Figura 10a). Este contacto constituye el antiguo límite entre la litosfera oceánica de la placa Surportuguesa y el margen continental de la placa Euroasiática. Muchas de las rocas que formaban parte de este antiguo margen continental afloran bastante bien en el carril de subida al cerro de San Cristóbal, así como en la carretera entre Aguafría y el cruce de Castaño del Robledo. Las rocas de este margen continental son muy variadas, y entre ellas se pueden encontrar mármoles, los cuales aparecen habitualmente plegados (Figura 10b); migmatitas, que son rocas que han fundido parcialmente (Figura 10c); rocas de silicatos cálcicos, a los que se asocian mineralizaciones de grafito y de granates de gran tamaño (Figura 10d); anfibolitas de grano grueso similares a las anfibolitas bandeadas de Acebuches (Figura 10e); o los leucogneises aplíticos y los granitos que afloran en el castillo de Cortegana (Figura 10f). El contacto entre las anfibolitas de Acebuches y estas rocas del continente septentrional puede observarse en



el carril que desde Almonaster La Real sube al puerto de las Encrucijadas y en un arroyo cercano a la aldea de Calabazares. Durante el proceso de convergencia y colisión entre las placas Euroasiática y Surportuguesa, las temperaturas a las que estuvieron sometidas las rocas de la placa continental septentrional superaron los 900 °C.

En el límite meridional de las anfibolitas de Acebuches, éstas se encuentran situadas sobre la antigua placa Surportuguesa y sobre los llamados esquistos del Pulo do Lobo, que afloran bien al sur de la carretera entre Alájar y Almonaster La Real, y al sur de Veredas. Estos esquistos se interpretan como los sedimentos marinos situados sobre la corteza oceánica que originó las anfibolitas de Acebuches. Intercalados en estos esquistos aparecen niveles de cuarcitas, que al ser más resistentes a la erosión, dan lugar a relieves más acusados. Estos relieves son evidentes en un conjunto de sierras, que muestran una dirección ONO – ESE, y que se encuentran desde Aroche hasta Aracena. Un ejemplo evidente de estas sierras cuarcíticas es el cerro en el que se encuentra la mezquita de Almonaster La Real (Figura 11).

LA GENERACIÓN DE LAS ANFIBOLITAS DE ACEBUCHES

La formación de las anfibolitas de Acebuches se enmarca dentro de un Ciclo de Wilson (véase la figura 5). La litosfera oceánica que dio lugar a las anfibolitas de Acebuches se generó en una dorsal oceánica hace unos 400 millones de años. Esta dorsal separaba las placas continentales Euroasiática y Surportuguesa. Después de un cierto tiempo, estas placas dejaron de separarse y comenzaron a converger. La litosfera oceánica creada en la dorsal fue subducida bajo la placa Euroasiática, situada al norte. Durante este proceso, esta placa sufrió un calentamiento muy intenso que provocó que una parte importante de sus rocas fundieran. Antes de que ambas placas colisionaran, la parte superior de la litosfera oceánica quedó adherida a la parte inferior de la placa Euroasiática, y ambas pasaron por encima del resto de litosfera oceánica, que desapareció en la astenosfera profunda, y se colocó por encima de los esquistos del Pulo do Lobo y de la placa Surportuguesa. De esta forma, cuando las placas continentales colisionaron, hace unos 320 millones de años, se formó una cordillera en la



que quedó atrapada una pequeña lámina del océano que los separaba. Después de una serie de transformaciones mineralógicas y estructurales, esa porción de litosfera oceánica se convirtió en la formación geológica que se conoce como anfibolitas de Acebuches.

La presencia de las anfibolitas de Acebuches en la sierra de Aracena y Picos de Aroche tiene una enorme importancia desde un punto de vista geológico. No sólo constituye la curiosidad de representar parte de un antiguo suelo oceánico, sino que sus características están ayudando a interpretar la generación de la cordillera que hoy representa la meseta, así como la generación de otras muchas cordilleras similares.

Por otra parte, hay que tener en cuenta que la litosfera oceánica es generada en las dorsales oceánicas y destruida en las fosas, por lo que, la inmensa mayoría de esta litosfera se encuentra en los fondos oceánicos donde resulta imposible su estudio. Sólo en condiciones particulares es posible que, durante una colisión continental, se produzca el emplazamiento de un trozo de litosfera oceánica que, de esta forma, quede conservado en una zona continental emergida. En consecuencia, es importante reseñar que casos como el de la anfibolitas de Acebuches, en la Sierra de Aracena y Picos de Aroche no son especialmente abundantes.

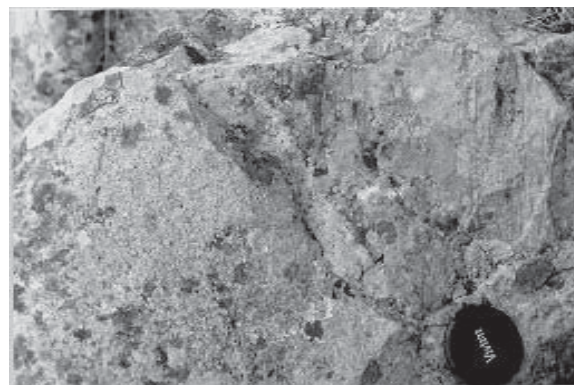
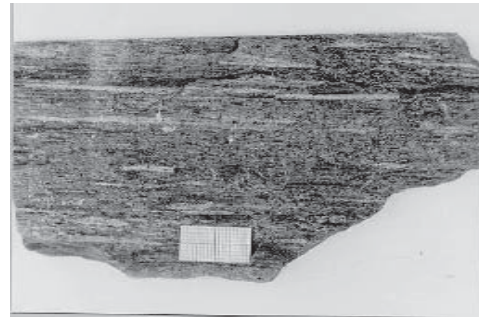
BIBLIOGRAFÍA

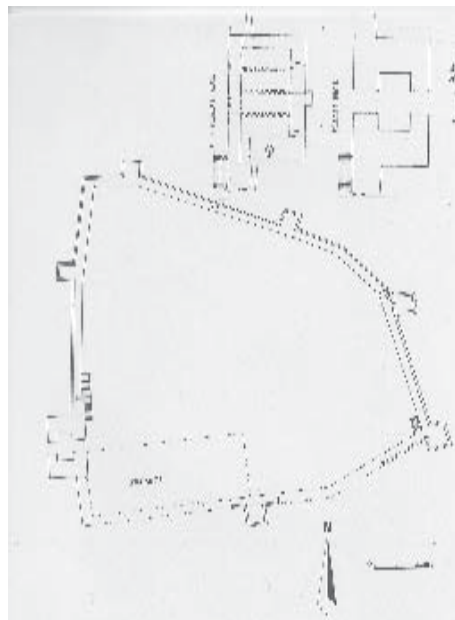
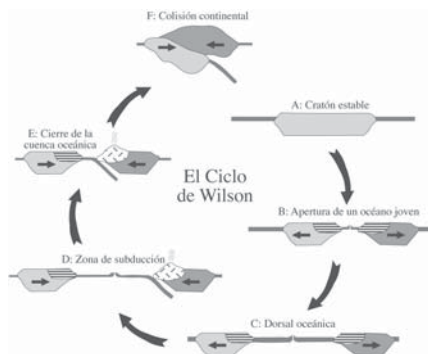
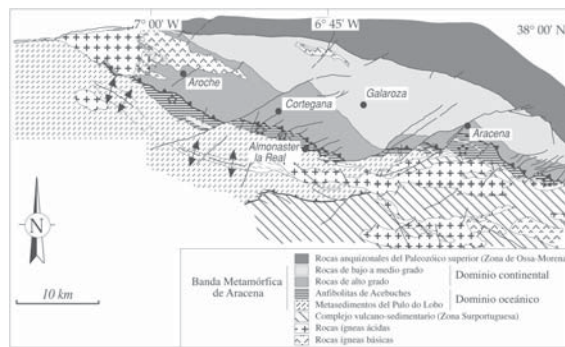
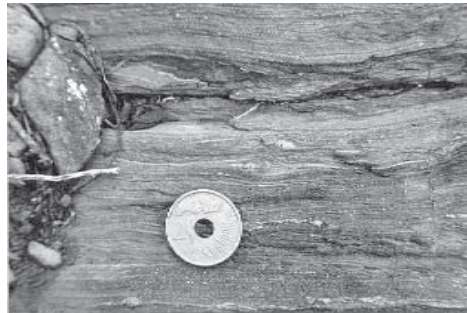
- BARD, J.P. (1969) «Le métamorphisme régional progressif de Sierra de Aracena en Andalousie occidentale (Espagne).» Thèse d'Etat, U. Montpellier, 397 pp.
- BARD, J.P.; MOINE, B. (1979) «Acebuches amphibolites in the Aracena hercynian metamorphic belt (southwest Spain): Geochemical variations and basaltic affinities.» *Lithos*, 12: 271-282.
- CASTRO, A.; FERNÁNDEZ, C.; DE LA ROSA, J.D.; MORENO-VENTAS, I.; ROGERS, G. (1996) «Significance of MORB-derived Amphiboles from the Aracena Metamorphic Belts, Southwest Spain.» *J. Petrol.*, 37: 235-260.
- CONDIE, K.C. (1982) "Plate tectonics and crustal evolution" Pergamon Press, New York. 310 pp.

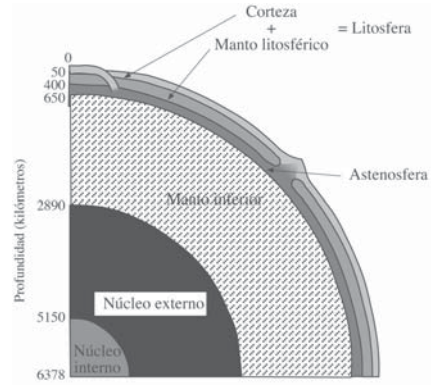
- COX, A.; HART, R.B. (1986) "Plate tectonics: how it works" Blackwell Scientific Publications, Boston. 392 pp.
- CRESPO-BLANC, A. (1991) «Evolución geotectónica del contacto entre la zona de Ossa-Morena y la zona Surportuguesa en las sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): Un contacto mayor en la cadena Hercínica Europea.» Tesis Doctoral, U. Granada, 327 pp.
- CRESPO-BLANC, A.; OROZCO, M. (1988) «The Southern Iberian Shear Zone: A major boundary in the Hercynian folded belt.» *Tectonophysics*, 148: 221-227.
- DÍAZ AZPIROZ (2001) "Evolución tectono – metamórfica del dominio de alto grado de la banda metamórfica de Aracena." Tesis Doctoral, U. Huelva, 655 pp.
- DUPUY, C.; DOSTAL, J.; BARD, J.P. (1979) «Trace element geochemistry of paleozoic amphibolites from SW Spain.» *Tscherm. Mineral. Petrograph. Mitt.*, 26: 87-93.
- GIESE, U.; WALTER, R.; VON WINTERFELD, C. (1994) «Geology of the southern Iberian Meseta II. The Aracena Metamorphic Belt between Almonaster La Real and Valdelarco, Huelva province (SW Spain).» *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 192: 333-360.
- HALLAN, A. (1989) "De la deriva de los continentes a la tectónica de placas" Labor, Barcelona. 173 pp.
- MUNHÁ, J. M.; OLIVEIRA, J.T.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, V.; QUESADA, C.; KERRICH, R. (1986) «Beja-Acebuches ophiolite: Characterization and geodynamic significance.» *Maleo*, 2: 30.
- NICOLAS, A. (1995) "Las montañas bajo el mar: expansión de los océanos y tectónica de placas" Springer – Verlag, Barcelona. 200 pp.
- QUESADA, C.; FONSECA, P.E.; MUNHA, J.; OLIVEIRA, J.T.; RIBEIRO, A. (1994) «The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): Geological characterization and geodynamic significance.» *Bol. Geol. Min.*, 105: 3-49.
- WILSON, J.T. (1981) "Deriva continental y tectónica de placas" Traducción de Martín Escorza, C y González Ubanell, A. Blume, Madrid. 271 pp.



Imágenes



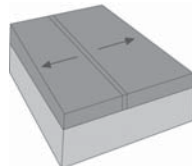




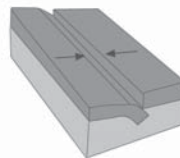
Hace 200 millones de años



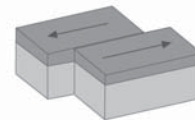
Actualidad



Límite divergente



Límite convergente



Límite transcurrente

