

EXPLICACIÓN GEOESTRUCTURAL DEL NOROESTE DE CÓRDOBA (COMARCA DEL GUADIATO) ESPAÑA

ANTONIO DAZA SÁNCHEZ
ACADÉMICO CORRESPONDIENTE
PEDRO LLANES AGUDELO

RESUMEN

El noroeste de Córdoba se integra dentro de la Zona Ossa-Morena en la llamada Faja de Cizalla Badajoz-Córdoba que se interpreta como el contacto cortical con la Zona Centro Ibérica (Julivert, 1972) dentro del Macizo Ibérico. Este amplio sector cortical ha sido dividido estructuralmente en varios dominios separados entre sí por importantes fallas, en dirección N130E, que durante la Orogenia Hercínica actuaron como una faja de cizalla transcurrente sinestral, que además de acomodar desplazamientos relativos del orden de los 200 km, lo que implica longitudes de 4000 km y profundidades de 1000 km, entre los dos bloques corticales de uno y otro lado, originaron importantes sistemas de fracturas que controlaban la tectónica de toda la zona y la formación de cuencas, como la Cuenca Carbonífera del Guadiato. También desarrolló acortamientos transversales en todo el conjunto debido a los movimientos transcurrente – transpresivos, de compresión, de todo el sistema en el postcarbonífero.

INTRODUCCIÓN

La Faja de Cizalla Badajoz – Córdoba se puede dividir en tres dominios (Delgado Quesada, M. et al, 1977 y Apalategui, O. et al, 1983), diferenciados básicamente por el sentido de vergencia de las estructuras hercínicas, y separadas entre sí por importantes fallas en dirección N130E que funcionaron como desgarres sinestrosos durante el paleozoico superior (Figuras 0 y 1). De SO a NE podremos definir el Dominio de Sierra Albarrana de clara afinidad Ossa Morena, separado al SO por la Falla de Malcocinado y al NE por la Falla de Azuaga. Estructuralmente constituye un sinclinal formado por materiales metapelíticos esquistosos, pudiendo encontrar, de muro a techo, cuarcitas, paragneis, micaesquistos y filitas de la Formación Azuaga, de edad incierta entre el Proterozoico Superior y el Paleozoico Inferior.

A continuación, en el centro de La Faja de Cizalla, y separado entre la Falla de Azuaga y la Falla de Villaharta-Guadiato al NE, encontramos el Dominio de Valencia de las Torres – Cerro Muriano, conocido también como Corredor Blastomilonítico, formado en origen por materiales del Proterozoico Superior y representado hoy por los Neises de Azuaga, de Doña Rama y de Villanueva del Rey, y por otro grupo autóctono

correlacionable con el Grupo de Sierra Albarrana, con secuencia estratigráfica contraria, localizable en El Hoyo y la Fuente del Corcho de Belmez. Todas estas rocas fueron deformadas durante la Orogenia Hercínica, acomodando los accidentes transcurrentes más importantes.

Más hacia el NE, se define el Dominio Obejo – Valsequillo – Puebla de la Reina, cuya sedimentación, fundamentalmente detrítica, durante todo el Paleozoico Superior, le da una afinidad claramente Centro Ibérica; pero existe un sustrato alóctono Prepaleozoico–Ordovícico (Unidad Obejo–Espiel) de rocas metamórficas de clara afinidad Ossa Morena: filitas de la Formación Azuaga que cabalgan sobre el Culm del Guadarbarbo–El Valle y el Peñón de Peñarroya. Más al NE se extiende un dominio septentrional ya claramente Centro Ibérica.

Dentro de la Faja de Cizalla se encuentra el Eje Magmático de Villaviciosa (prolongación de la Falla de Azuaga debido al movimiento de la Falla de Malcocinado), se inicia con el volcanismo ácido de la Campana-Erillas junto con depósitos volcanosedimentarios de sulfuros polimetálicos, después el plutonismo básico de Posadilla-Ojuelos, luego el subvolcánico ácido granítico de Castripicón-Cardenchosa con el microgranito de Peñas Pardas y filones de barita-fluorita, por último el subvolcánico de Doña Rama-Alcornocal con filones de cobre-oro y entre todas estas intrusiones hercínicas aparecen depósitos detríticos dispuestos en alargadas cuencas controladas por la tectónica, de amplio desarrollo durante el Carbonífero. Las fallas de Malcocinado, Azuaga, y Villaharta - Guadiato son grandes accidentes tectónicos longitudinales transcurrentes – transpresivos, de dirección aproximada N130E, de cientos de kms. de recorrido, que funcionaron como desgarres durante la deformación hercínica y a los cuales se les asocian otros sistemas satélites de fracturas.

RASGOS TECTÓNICOS

Se reconoce, del estudio de las relaciones entre los materiales Precámbricos y Paleozoicos, la existencia de una cadena Pre–hercínica que tuvo su desarrollo durante el Proterozoico Superior, reconocida por una esquistosidad de flujo en los materiales estratificados y caracterizada por el desarrollo de pliegues cilíndricos, observable en el Grupo de Sierra Albarrana en El Hoyo, y por un metamorfismo regional de grado bajo–alto, según las zonas. La zona axial de la cadena Prehercínica se situaría en el sector Obejo–Valsequillo.

El Ciclo Hercínico comenzaría con una separación de continentes (Rifting-Acreción) que originaría la formación de las cuencas sedimentarias que funcionarían durante todo el Paleozoico Inferior. El primer episodio de deformación hercínica (Fase Astúrica) de carácter dúctil y de tipo transcurrente afecta principalmente a las rocas del Corredor Blastomilonítico, asociándosele una esquistosidad (NO–SE) de plano axial (subparalela a los estratos y pliegues verticales), en micacitas del Estrato Cristalino, atribuible al metamorfismo medio–bajo. Algo posterior, en condiciones frágiles y de menor temperatura se desarrolla una milonitización, originada por el funcionamiento de las grandes estructuras de salto en dirección y de gran componente transpresivo, que causaron también un acortamiento transversal en dirección SO–NE. Es la fase de choque con fricción oceano–continente (subducción). Este episodio de deformación origina en toda la Faja de Cizalla Badajoz – Córdoba:

- Sistemas de fallas longitudinales sinestrosas, N130E y de componente inversa, que desplazan la parte sur del Corredor Blastomilonítico cientos de Kms. desde el NO.
- Cuencas reguladas por la tectónica de estos movimientos transcurrentes: bien

transpresivos o transtensivos (fases extensivas), como es la Cuenca Carbonífera del Guadiato y Casas de Reina, Guadalcanal, Valdeinfierno, Berlanga y Benjarafa.

- Pliegues asimétricos N130E junto con fallas inversas y cabalgamientos – escamas (producidos por la componente transpresiva) y desarrollo de esquistosidad de plano axial (NE – SO), transversal, que forman la disyunción “pencil” del CULM, hasta la crenulación-microplegado (subvertical-buzante Sur y pliegues isoclinales).

- Sistemas de fallas transversales (N60E) con juego siniestro, asociadas y posteriores a las grandes fallas longitudinales. También existen desgarres dextrales (N180) observables en Peñarroya y en Espiel.

Se define en general una estructura en flor positiva de dirección NO – SE, mitad suroccidental vergente al SO (donde las grandes fallas longitudinales tienen una componente inversa buzando fuertemente al NE, y pliegues asimétricos) y en su mitad nororiental todas las estructuras son vergentes al NE, generando una disposición transversal en abanico. Fig 2.

En definitiva podemos pensar que la Faja de Cizalla Badajoz – Córdoba representaría el eje axial de una cadena orogénica hercínica, cuyas zonas internas corresponderían al Corredor Blastomilonítico, donde su margen NE sería la Zona Centro Ibérica, y en la cual se desarrollarían sintectónicamente varias cuencas carboníferas cuya sedimentación estaría regulada por la tectónica en todo momento, sin descartar que en algún momento existan cuencas en flor negativas con metamorfismo medio-alto ligadas al proceso distensivo.

Así durante todo el carbonífero se fueron abriendo en el entorno inmediato del Corredor Blastomilonítico (Dominio Valencia de Torres–Cerro Muriano) diversas cuencas en relación directa con las grandes fallas transformantes de dirección N130E. Este tipo de cuencas se originan como consecuencia de que entre dos fallas, más o menos paralelas, que presentan un cierto enfrentamiento (sistema transcurrente – transpresivo – transtensivo) se individualizan áreas que por efecto de una ondulación del borde o irregularidades en la traza principal de la falla transcurrente se producen alternadamente huecos (depocentros sedimentarios) de origen transtensivo (distensión), junto con sectores donde se origina acortamiento (pliegues y cabalgamientos) de origen transpresivo (compresión). Fig. 3.

Roberto Wagner (comentario personal) distingue dos depocentros diferentes en la sedimentación de los depósitos de carbón en la Cuenca Carbonífera del Guadiato: uno, primero, en la zona El Porvenir – Peñarroya, la segunda área de sedimentación, posterior, instalándose en las inmediaciones de Belmez y extendiéndose unos 50 Kms. hacia el ESE.

El continuo funcionamiento de estos accidentes transcurrentes durante gran parte del Carbonífero supuso que se siguieran originando tensiones debido al choque de estas zonas enfrentadas (deformación frágil transpresiva), que fue originando esfuerzos compresivos de dirección SO – EN que irían deformando, primero en el NO y gradualmente hacia el SE, todas estas cuencas, formando así pliegues asimétricos de dirección N130E, con plano axial subvertical o buzante al sur, fallas inversas y sistemas de cabalgamientos que fueron progresando de SO hacia NE desarrollándose también durante gran parte del Carbonífero, y superponiendo las series Culm viseenses sobre las namurienses.

Por tanto estas cuencas eran a su vez controladas por cabalgamientos que mientras las emplazaban sobre las adyacentes iban siendo progresivamente emergidas. Estos cabalgamientos se desarrollarían sobre lo que antes eran las fallas normales que delimitaban estas cuencas (tectónica de inversión). La inversión tectónica está reconocida en

la Zona Subportuguesa, donde se pasa de un régimen extensional producido hasta el Carbonífero Inferior a un régimen convergente, coincidiendo con los primeros depósitos del Culm, provocando plegamientos y fracturación. Este acortamiento podía ser debido a la subducción de la Zona Subportuguesa bajo la Zona de Ossa-Morena.

SISTEMA DE FALLAS TRANSVERSALES

En relación con las grandes fallas longitudinales siniestras (N130E) se originan una serie de fracturas de desgarre transversales que aparecen como flexiones o cortando dichas fallas longitudinales, produciéndose una geometría escalonada. Tales fracturas corresponden a las líneas de máxima tensión creadas por el movimiento transcurrente de Faja de Cizalla.

Regionalmente, en toda la Faja de Cizalla Badajoz – Córdoba se distinguen tres sistemas de fracturas: N130E que correspondería a las grandes fallas longitudinales de salto en dirección sinestra y con un recorrido de centenares de km., el sistema N60E que sería un sistema satélite posterior al anterior, también con juego sinistral, con desarrollo longitudinal de decenas de km.; el último juego de fracturas es el representado en la dirección N180, sistema de acomodación con un salto en dirección dextro, de unos 2 km de longitud.

Todos estos sistemas están representados en la Cuenca Carbonífera de Belmez, los sistemas que más nos interesan son los desgarres sinistros en dirección N60E. Son fallas observables con continuidad según dirección de más de 15 km. En el sector Belmez – Espiel un juego destacado de este sistema de fracturas se puede observar cada km. aproximadamente, en el que a lo largo de 16 km. de NO a SE el salto siniestro de todo este sistema es de 6 km, observable en los tramos en los que el río Guadiato discurre por estas fracturas.

En el Cerro del Castillo de Belmez, Sierra Palacios y Sierra de la Estrella, todas ellas calizas, se pueden ver estas fallas transversales que compartimentan todo el conjunto calcáreo en bloques bien diferenciados (las fallas penetran entre los bloques calcáreos por las zonas menos competentes donde encuentran menor resistencia, lo que ocasiona que el bloque calizo, al encontrarse sobre un sistema lubricado, “resbale” sobre estos materiales menos competentes). Como observaba Antonio Carbonell la caliza corta los estratos suprayacentes, siendo éstos los más trastornados, ya que la serie hullera se verticaliza y estrecha. Estas escamas tectónicas guardan relación con estas fallas transversales de cizalla.

Con posterioridad este fallas transversales N60E ha sufrido distensión, por los huecos centimétricos entre los labios de estas discontinuidades, también el agua en todas estas fallas sinistras, se ha originado un cortejo hidrotermal tardío que desde el Eje Magmático han formando mineralizaciones filonianas de Cu, Ba y Pb del Guadiato-Sierra de los Santos.

FALLAS TRANSVERSALES Y LA LÍNEA TECTÓNICA DEL GUADALQUIVIR

En el Congreso Geológico Internacional celebrado en España en 1926, D. Antonio Carbonell propuso la “Línea Tectónica del Guadalquivir” para el contacto entre los materiales paleozoicos del Macizo Hespérico con los neógenos de la Depresión Bética. A Carbonell le chocó la inesperada terminación de los estratos paleozoicos al llegar al Valle del Guadalquivir, dijo que “parecían haberse hundido en el seno del sur”.

Tanto A. Carbonell como otros destacados autores: McPherson, L. Mallada o E. Hernández Pacheco, interpretaron la línea tectónica como un sistema de fallas que hicieron colapsar parte de este substrato paleozoico sobre el cual se depositarían los materiales terciarios del Guadalquivir. Dicho sistema de fallas darían una traza fracturada de figura quebrada, sin relación de continuidad entre las distintas fracturas, pero que se prolongarían desde Niebla (Huelva) hasta La Carolina (Jaén), originando el escarpe de Sierra Morena entre el bloque levantado del norte y la cuenca del sur.

Actualmente diversos autores consideran el relieve existente entre el Macizo Hespérico de la meseta y el Valle del Guadalquivir a sido originado por una flexura litosférica de los rígidos materiales paleozoicos al verse empujados, a partir del Eoceno Superior por el bloque del Dominio Cortical de Alborán. Fig. 4. Correspondería a un modelo flexural para la cuenca de antepaís del Guadalquivir, que estaría controlada por dos parámetros que serían: por un lado la rigidez flexural de la litosfera (Macizo Hespérico), y por otro lado el peso del edificio que soportaría (Dominio Cortical de Alborán). Ello no explicaría, sin embargo, el gran escarpe existente entre la cuenca bética y los materiales paleozoicos del norte, sobre todo en las inmediaciones de Córdoba, donde en un distancia transversal de 6 Km. se salva un desnivel medio de 400 m. Es obligado pensar que este escarpe no está controlado exclusivamente por la flexura litosférica, sino que intervienen también en él un sistema de fallas (al que se refería Carbonell) que originan unos escalones de bajada hasta el Valle.

Estas fallas transversales parecen corresponder a los sistemas descritos anteriormente como: N60E, que posteriormente a su juego de desgarré siniestro sufrieron una distensión, apertura y circulación de agua, puesta de manifiesto por el crecimiento en el interior de estas fracturas de minerales. La entrada de agua en las discontinuidades origina una sobrepresión sobre los labios que separan dicha discontinuidad, disminuyendo significativamente la resistencia al corte. Todo esto originó una zona débil frente a la flexura, funcionando los deslizamientos en estas fracturas, conformando durante el Mioceno el accidente tectónico.

Dicho sistema de fallas se hace más patente allí donde el escarpe es mayor, Fig. 5, en la zona comprendida entre Lora del Río y Córdoba, donde las dos componentes, flexural y por falla, originan el paso a la Depresión del Guadalquivir de los materiales paleozoicos. Sin embargo hacia el oeste este escarpe se va haciendo cada vez más pequeño, llegando incluso a desaparecer en Huelva, dando una idea de que en esta zona no sólo hubo únicamente componente flexural, sino que además dicha flexura se fue atenuando en esta dirección. Esto guarda relación directa con el empuje del bloque del Dominio Cortical de Alborán (Orogenia Alpina), que es frontal en el sector central de Sierra Morena.

CUENCA CARBONÍFERA DE BELMEZ

Denominada Cuenca Carbonífera del Guadiato. Entre Belmez y Espiel se encuentra la concesión minera San Antonio de Promotora de Minas de Carbón (PMC). Al avance Este se le denomina Mina San Antonio – La Lozana (Unidad Juliana y al Sur la Unidad Aurora) que se ubica en una gran banda formada por unas secuencias detríticas correspondientes al Westfaliense B de la Cuenca del Guadiato. Dicha banda se encuentra en discordancia angular y erosiva con los materiales precámbricos infrayacentes (zócalo rígido fracturado y complejo, de la Unidad Obejo–Espiel del Dominio Obejo–Valsequillo), esta cabalgada al Sur por el Namuriense, éste por el Viseense, y éste por micaesquistos precámbricos.

Estratigráficamente, de muro a techo, la secuencia comienza por unos fanconglomerados (brecha de base). Son depósitos de abanicos aluviales originados a partir de los relieves preexistentes en el noreste de la cuenca. Las facies, clastos de cuarcitas y pizarras en matriz arenosa, tienen en general un carácter granocreciente poco marcado. La disposición de dichos depósitos está marcada por el relleno de los paleorelieves lo que condiciona la potencia variable de los lóbulos. Sobre esta brecha de base se depositan unos conglomerados fluviales del sistema de canales del propio abanico, en secuencia positiva de relleno. A techo de dichos conglomerados y progresando en la secuencia estratigráfica encontramos niveles lutíticos, variables en potencia y en relación lateral con otros más arenosos, correspondientes a las zonas más distales del sistema de canales. Estos niveles cada vez más lutíticos pasan progresivamente a suelos de vegetación que dan lugar a depósitos de carbón. Estos depósitos carbonosos están en relación con zonas pantanosas, distales al sistema de abanicos aluviales. Aunque en Cabeza de Vaca hay un conglomerado uniforme que parece marino, también en la capa Cervantes recogimos crinoides piritizados y en la lutita Westfaliense existe Sodio en similar proporción (0,5%) que en la Namuriense.

Tras la tectónica Viseense se levantó el macizo precarbonífero del Norte de la Cuenca y en esta se instaura un mar somero donde se deposita la caliza Namuriense, ya en el Westfaliense se pasa a un régimen continental; éste Westfaliense posteriormente sufre la deformación de una masa poco densa con importantes movimientos horizontales y verticales.

Tectónicamente la mina San Antonio - La Lozana se ubica en un sinclinal asimétrico buzante al Sur con flanco sur verticalizado y cabalgado que provoca la desaparición de las charnelas anticlinales, aunque en detalle la estructura se complica algo más: duplicaciones de capas, desconexión de continuidad por laminación, migración de carbón a las zonas de charnelas (al ser un material muy plástico y poco denso), ondulaciones de capas en dirección y en buzamiento, deslizamientos sobre la brecha de base, intrusión de diabasa en carbón,...

Además de la compresión general SW - NE se puede observar también una posterior, no coaxial, NW - SE que origina un plegamiento asimétrico suave, con flanco corto vertical, que forma ligeras ondulaciones en la estructura preexistente (podemos también pensar que en las zonas de cizalla y por rugosidad o cambio de dirección se originan pliegues y fallas que pueden dar lugar a inflexiones). Aparecen también un importante sistema de fracturas con una dirección N60E que se interpreta como desgarres sinestrosos y que están en relación con el flanco corto de estos pliegues menores posteriores. Estas fracturas posteriormente se han relajado sufriendo una distensión, originando huecos entre los labios de orden centimétrico y con importante circulación de agua, puesta de manifiesto por la formación de cristales de pirita (asociadas a la propia Cuenca) y de calcita (precipitada por circulación de agua).

REFERENCIAS:

- Mallada Lucas. Memoria descriptiva de la Cuenca Carbonífera de Belmez. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, tomo XXVI- Tomo VI segunda serie. IGME 1899.
- Ortuño, G. et al. ENADIMSA. Investigación Geológica de la Cuenca Carbonífera del Guadiato. 1970 - 1976.
- Delgado Quesada, M., Liñán, E., Pascual, E., Perez Lorente, F. Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. 1977.

– Abalos, B. y Eguíluz, L. (Universidad del País Vasco). Deformación Transpresiva Carbonífera en la Zona de Cizalla de Badajoz – Córdoba. (Macizo Ibérico Meridional). Rev. Soc. Geol. España, 4, (3-4), 1991.

– Baeza Rojano, L et al. Presencia de formaciones volcanosedimentarias y mineralizaciones de hierro en el Eje Magmático de Villaviciosa. Bol. GeoMinero vol.89. IGME 1978.

– Apalategui, O., Borrero, J.D., Higuera, P. División en grupos de rocas en Ossa Morena Oriental. Temas Geológicos y Mineros 1985. V Reunión GOM, Belmez (Córdoba) 1983.

– Apalategui, O., Roldán F.J., Higuera, P., et al. (INGEMISA) Mapa geológico de las hojas de Espiel (880) y Peñarroya (879). IGME 1985.

– Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde L.A. Mapa tectónico de la Península Ibérica. Escala 1: 1000.000 y memoria. IGME 1974.

– Chacón J., Oliveira V. y Ribeiro A. La Estructura de la Zona de Ossa-Morena. Libro Jubilar de J.M. Rios. IGME 1983.

– Hernando Luna R. “Bibliografía geominera de Córdoba”. Memorias del IGME 1970.

– Perez Lorente, F. “Geología de la Zona de Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa)”. Tesis doctoral, 281, Univ. de Granada 1979.

– Carbonell Trillo-Figuera, A., Diversos estudios 1924-1947 que se encuentran en el Seminario A. Carbonell de la EUP de Belmez.

Queremos agradecer: A **D. Jorge Burg**, director de Promotora de Minas de Carbón (PMC) el contrato OTRI de la Universidad de Córdoba que ha permitido desarrollar esta comunicación dentro del Proyecto Geotécnico que ha realizado nuestro Grupo de Ingeniería GeoAmbiental. A **D. Sebastian Maroto** y a **D. Rafael Hernando** sus críticas, correcciones y sugerencias.

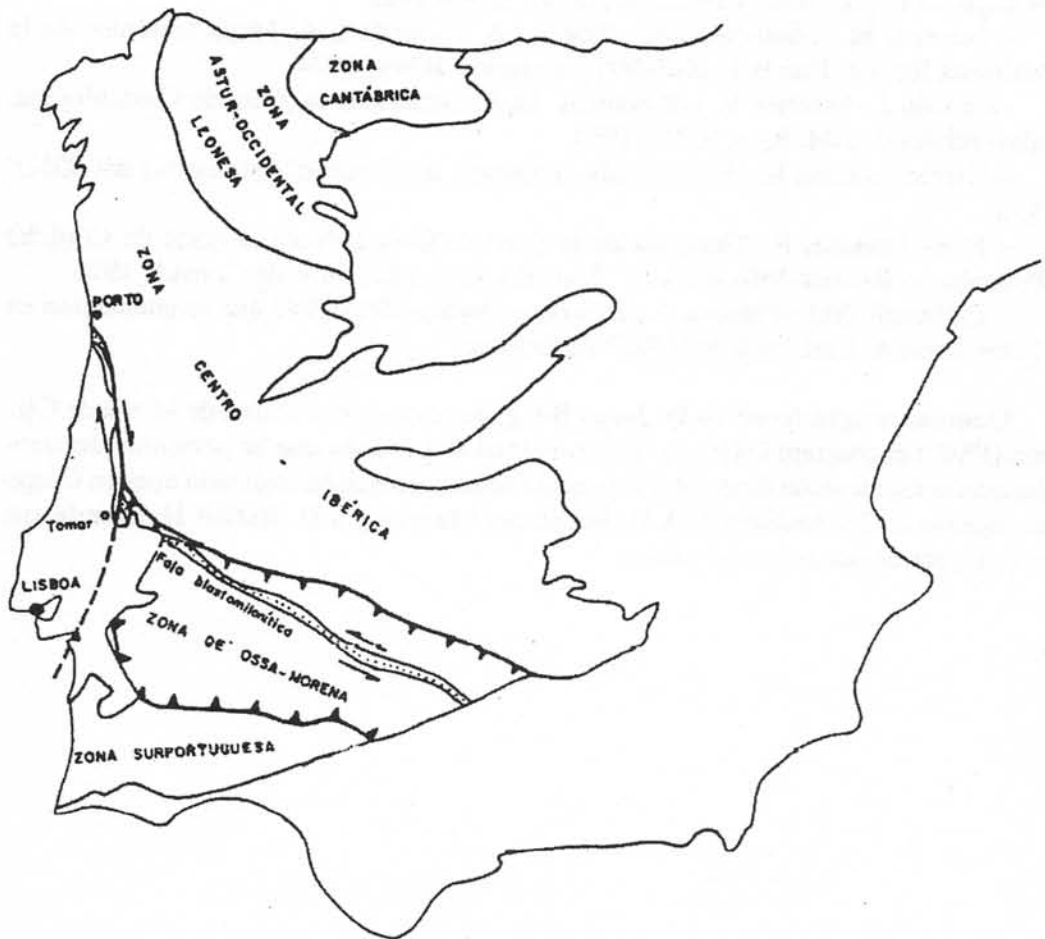


Fig. 0.- Mapa tectónico del Macizo Ibérico (Julivert et al, 1974).

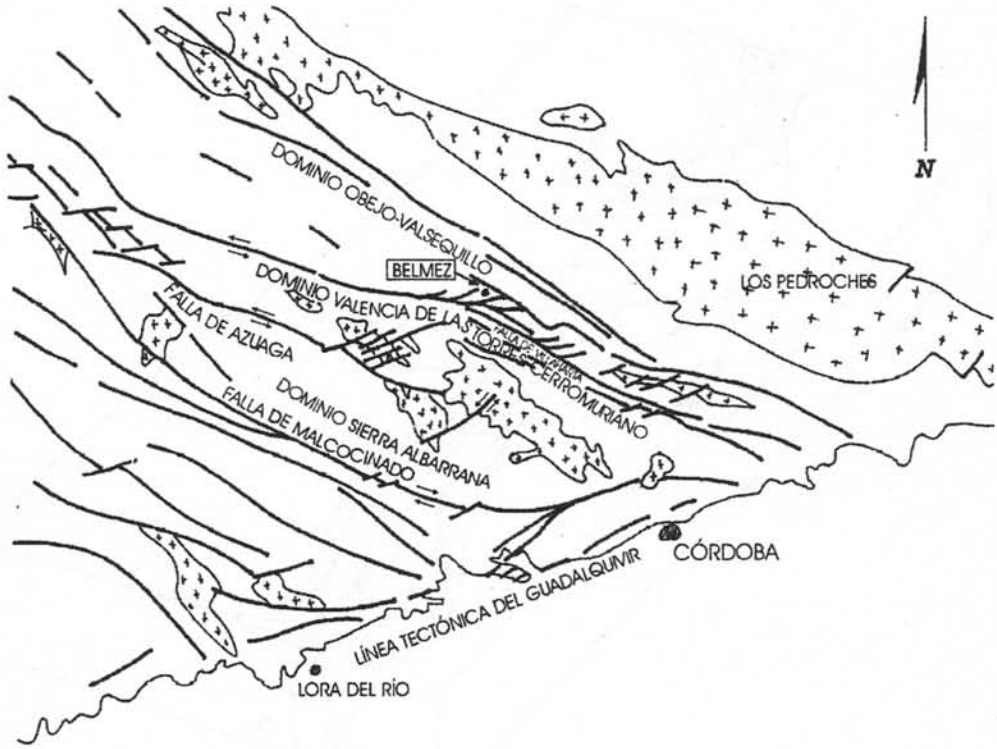


Fig. 1.- Esquema tectónico de Sierra Morena Central.

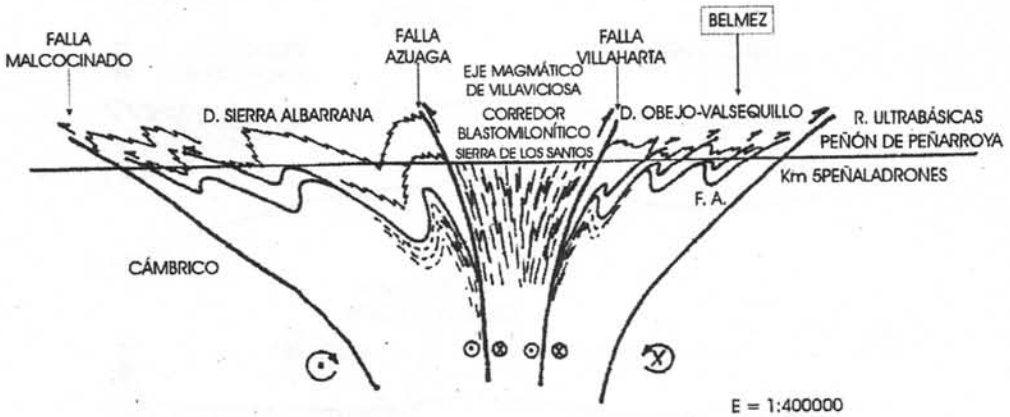


Fig. 2.- Corte geológico sintético de los Dominios de: Sierra Albarrana, Valencia de las Torres-Cerro Muriano (Corredor Blastomilonítico), y Obejo - Valsequillo - Puebla de la Reina.

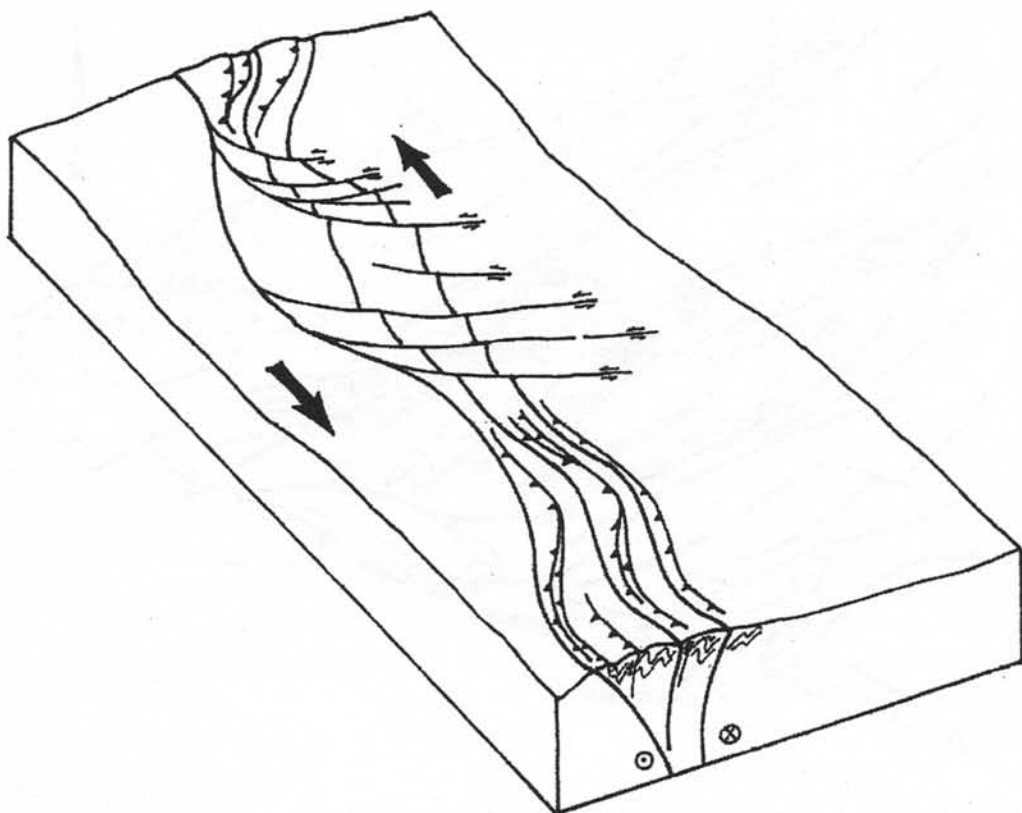


Fig. 3 .- Bloque Diagrama donde se esquematiza el sistema de movimientos transcurrente-transpresivos (compresión)-transtensivos (extensión) en la Cuenca del Guadiato.

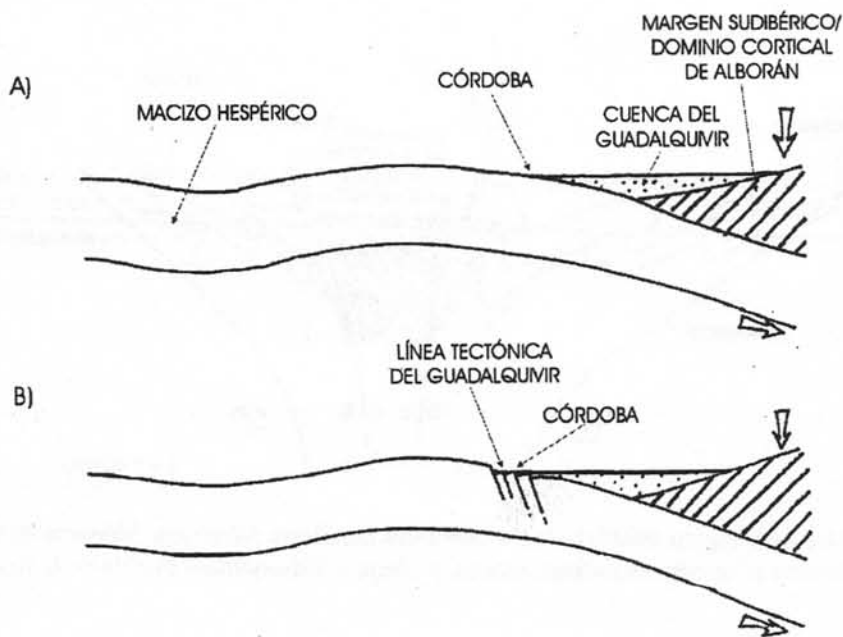


Fig. 4.- Modelo Flexural de la litosfera para el Macizo Hespérico: A) Sin considerar el sistema de fallas transversales, B) Considerando el sistema de fallas (Línea Tectónica del Guadalquivir).

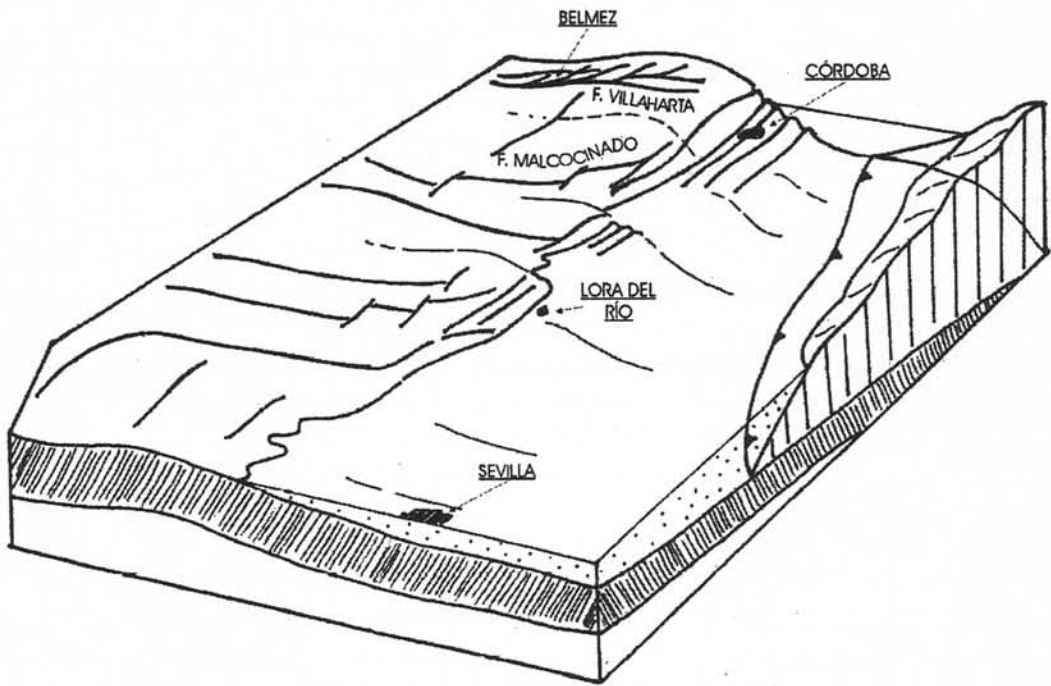


Fig. 5.- Bloque Diagrama de la Cuenca del Guadalquivir entre las localidades de Córdoba y Sevilla, donde se esquematiza la Línea Tectónica del Guadalquivir junto con la flexura litosférica del Macizo Hespérico.