

Neotectónica y modelo estructural del Macizo Ibérico en Córdoba

Antonio Daza Sánchez. Grupo «Seminario Antonio Carbonell» de Universidad de Córdoba.
EPS de Belmez

The Hercynian Cratonic block known as the Iberian Massif includes the Ossa-Morena Zone which comprises both Cambrian and Precambrian rocks, characterized by a complex structure, and the Varisca Shear Band. This paper presents a new tectonic model for the Ossa-Morena Zone based on prospecting and geomechanics where discontinuities stand the different tectonic phases. This model states that different kinematic deformations with invarious orogenic phases, which are characterized by active periods of 50mA, have reactivated regional and local faults where the principal stress has been reorientated 45degrees, sinistral movement. This paper al so justifies the dissipation of local residual stresses by the general regional distressed and how the current stress-state is due to the African Plate thrustinto the Iberian Plate.



En el Macizo Ibérico se dispone la zona de Ossa-Morena donde afloran rocas Precámbricas y Paleozoicas con estructura compleja, y la banda de cizalla varisca de Porto-Badajoz-Córdoba. Se presenta el modelo de un nuevo orden tectónico de la zona Ossa-Morena basado en la prospección y geomecánica, donde las fracturas soportan distintas fases tectónicas. El modelo conforma que en la corteza terrestre las deformaciones cinemáticas han reactivado fallas en varios periodos orogénicos, con intervalos activos de 50 millones de años, y el esfuerzo principal se ha orientado con desfases de 45° en sentido levógiro. Se justifica que las distensiones han disipado las tensiones residuales y la actual tensión es debida al choque de la placa africana.

Es conocido que la corteza rígida flota sobre placas de litosfera plástica, que se mueven y chocan horizontalmente al ser empujadas por fallas de desgarre desde las dorsales (rift extensional). Incluso parece existir una corriente del manto fluido girando en torno a un diámetro de expansión o polo magnético de rotación [Sirgado-Echevarría, 1992]. Los continentes estarían sobre las placas litosféricas y sometidos a un estado simétrico de esfuerzos que los ha movido a distinta velocidad. Existiendo movimientos verticales en el manto móvil que provocan las subsidencias de las cuencas, favorecidos por el núcleo externo líquido situado a 3000 km de profundidad, donde se sitúa la rotación terrestre y se genera el campo magnético.

Los movimientos terrestres de dirección E-O dan márgenes de placas de dirección N-S tanto constructivos como destructivos (normalmente

nunca se producirán cadenas de colisión) y los movimientos N-S dan fallas de desgarre y márgenes destructivos de cadenas de colisión E-O que tienden a aglutinar los continentes en las proximidades del Ecuador. En un estado geodinámico evolucionado, se formaría un supercontinente junto al Ecuador, y una forma de escapar de esta situación de bloqueo, es mediante un giro de polos de rotación de la Tierra, lo que fragmentaría el supercontinente en placas que emigran hacia el nuevo Ecuador [Apalategui, 2012].

Las fallas de desgarre sinistras de la Zona Ossa-Morena con la dirección varisca, el eje magmático de Villaviciosa-La Coronada [Pérez-Lorente, 1979], la deformación de la cuenca carbonífera del Guadiato [Hernández-Pacheco, 1926] [Mallada, 1900] [Ortuño et al., 1976], la línea tectónica del Guadalquivir [Carbonell, 1927], la distensión en el mioceno que provoca el escalón de la sierra de Córdoba y la neotectónica

En la actualidad el cinturón de sismicidad es consecuencia del choque de la placa africana contra la europea y justifica la actividad de la falla alpina izquierda del Guadalquivir, que pasó a tener un desplazamiento dextral con la distensión del mioceno, y es activa actualmente (Neotectónica) con desplazamientos en Andalucía de 20 mm/año en dirección NE

por el choque de la placa africana y euroasiática, han conformado, todo ello, las hipótesis válidas para la discusión de un modelo geoestructural, que se conforma con el análisis de estructuras medidas en estaciones geomecánicas, donde la complejidad ha disminuido por separar la evolución tectónica y valorar la reactivación de fallas.

El funcionamiento de las fallas de desgarre con dirección sinistral han conformado las cuencas carboníferas [Ábalos & Eguíluz, 1991], que han sido posteriormente cobijadas y preservadas por cabalgamientos, de tal forma que mientras las emplazaban sobre las adyacentes iban siendo progresivamente emergidas. La inversión tectónica está reconocida en la zona subportuguesa que pasa de régimen extensional a régimen convergente antes de los primeros depósitos del Culm, que supone la subducción de la zona subportuguesa (continente Laurentia) bajo el borde de placa de la zona Ossa–Morena (continente Gondwana). Los cortes teóricos realizados por Dewey [Dewey, 1977] observan cierta semejanza con la zona Ossa–Morena, desde el Cadomiense/Caledoniano, al Varisco que se forma el continente Pangea, la evolución en el Tardihercínico supone la colisión del continente Pangea y el ciclo Alpino con la segregación de Pangea.

La depresión del Guadalquivir se debe a la subsidencia y distensión post–alpina con la transgresión marina del mioceno sup. (antes en el mioceno medio se produce la elevación del Subbético que con el diapirismo y terremotos se deforman los depósitos de margas blancas). Encima se depositan las margas azules del Tortoniense, con intercalaciones de arena, el ambiente reductor disuelve parte del carbonato cálcico y crecen nódulos, además la calcita de las margas tras ser lavadas en este clima árido precipitan en concreciones encima del nivel freático.

En la actualidad el cinturón de sismicidad es consecuencia del choque de la placa africana contra la europea y justifica la actividad de la falla alpina izquierdas del Guadalquivir, que pasó a tener un desplazamiento dextral con la distensión del mioceno, y es activa actualmente (Neotectónica) con desplazamientos en Andalucía de 20 mm/año en dirección NE, ello justifica el estudio de las fallas transversales NE–SO como la falla del Guadalquivir, la falla de Plasencia y la del estrecho de Gibraltar, las cuales convergen al oeste en la zona de falla de las Azores.

Se presenta un modelo de deformación estructural del territorio cordobés, que es válido para la interpretación de la sucesión de orientaciones tectónicas, como apoyo de la cartografía geológica, la prospección de georecursos y sobre todo de la Neotectónica. En esta aproximación se admite que el estado de tensiones en el interior del macizo rocoso es triaxial, en los terrenos elásticos las tensiones se liberan rápidamente y en los plásticos o dúctiles la liberación de tensiones es lenta. El estado de esfuerzos se corresponde con un elipsoide de esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 , σ_3) y en los ensayos triaxiales con presión de confinamiento se observa, en un episodio temprano, que aumenta la resistencia a la deformación elastoplástica y en un episodio tardío que aumenta la resistencia a la cizalla (planos de desgarre con ángulos menor de 45° con la carga axial σ_1), pero suelen darse ambas deformaciones–roturas, la primera con salto según el buzamiento y la segunda con salto según la dirección. La temprana deformación elastoplástica implica la acomodación de esfuerzos y en la parte comprimida se producen fallas inver-



sas–cabalgamientos, cabalga lo más próximo al esfuerzo y luego lo alejado, aunque con alta presión de confinamiento el comportamiento es sólo dúctil. El arrastre supone en una deformación dúctil y después las cizallas.

Una nueva fractura está condicionada por un plano de debilidad preexistente y la orientación del salto de esta nueva falla depende de los esfuerzos principales. En el modelo que presentamos σ_2 es la tensión vertical litológica y paralela a la línea intersección de las dos cizallas, σ_3 es el esfuerzo de confinamiento lateral y el esfuerzo mayor σ_1 es el compresional orogénico.

MODELO DE DEFORMACIÓN ESTRUCTURAL

La zona de Ossa–Morena se ha definido como una estructura en flor positiva dividida en varios dominios alargados, separados por fallas Variscas de cizalla izquierdas NO–SE [Delgado–Quesada et al., 1977] [Chacón et al., 1983] [Apalategui et al., 1985]. Al N de la Cuenca de Peñarroya–Belmez aparecen filitas Cámbricas de la formación Azuaga (que cabalgan el Culm del Guadalbarbo–El Valle) del dominio cámbrico de Obejo–Valsequillo. Al S de esta Cuenca y de la falla de Villaharta–Guadiato, se dispone el dominio Valencia de las Torres–Cerro Muriano (Proterozóico Sup.) o rocas de la cizalla varisca Badajoz–Córdoba, con los neises de Azuaga y Doña Rama, los cuarzoesquistos y esquistos precámbricos, también las arcosas de la formación Torrearboles con el detrítico carbonatado Cámbrico [Apalategui et al., 1985]. Finalmente el grupo de rocas cámbricas de Sierra Albarrana (de alto grado) con filitas de la formación Azuaga, micaesquistos, anfibolitas, neis y cuarcitas (El Hoyo, El Entredicho y la sierra de Los Santos), que aparecen en la cizalla Badajoz–Córdoba y también al S de la falla de Azuaga–eje magmático de Villaviciosa ya en el dominio de Sierra Albarrana, donde aparece a techo de este grupo de Sierra Albarrana la formación Azuaga en posición normal por criterios tectónicos (al E de El Cabril–Córdoba).

En la zona de Ossa–Morena se han estimado restos de las orogenias Proterozóicas [Pérez–Lorente, 1979] por una esquistosidad y meta-

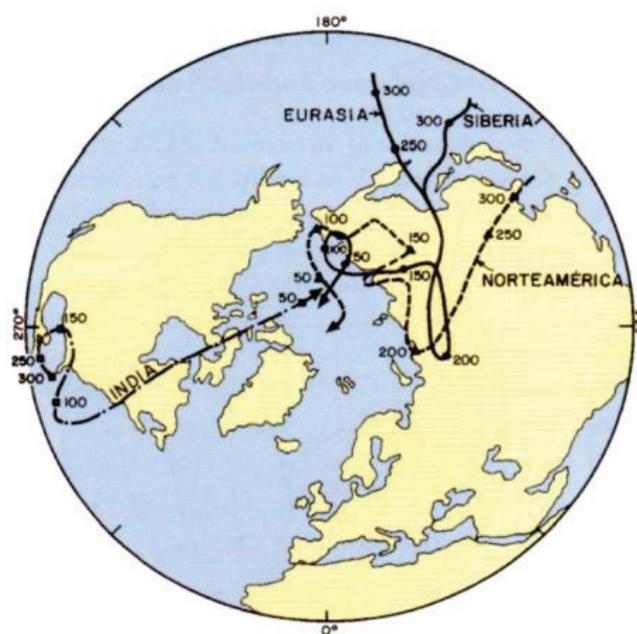


Figura 1. Posición de continentes en millones de años [Condit, 2003]

morfismo relictos, con posterior crenulación y micropliegues. El conocimiento estructural requiere modelos iniciales de análisis dinámico de la fracturación que intente aproximaciones a las diversas sucesiones de orientación geométrica de deformaciones, pero sin olvidar la trayectoria de los movimientos de los continentes, ver la figura 1 [Condie, 2003] [Bastida, 2005], así en el viaje de Eurasia se aprecia una vuelta circular completa, un polo de rotación que da un cicloide esférico de placas [Sageret et al., 2006], cuyo cruce es hace 120 millones de años (ma) y hace 45ma (fases Kimérica y Alpina), en este intervalo se deben dar posiciones geométricas de esfuerzos de deformación similares por ello se contempla conjuntamente como ciclo alpino. Ello hace que el periodo orogénico Kimérico (jurásico superior–cretácico inferior, 154 a 96ma) se enmascare con la orogenia alpina (paleógeno, 65 a 20ma), y podrían considerarse conjuntamente como un único ciclo alpino con estas dos fases. También existe otra vuelta de distensión entre el Kimérico y el Tardihercínico, la velocidad de Eurasia se duplica entre el triásico sup. y el jurásico inf. (el rifting sitúa la curva cerrada de la figura 1).

Un modelo de deformación que se ha aplicado mucho es el de Riedel (Riedel, 1929) que es un ensayo de corte directo desplazando dos tablas al esfuerzo cortante de cizalla que sustentan unos centímetros de arcilla y se deformaba, sin tener en cuenta el estado tensional triaxial.

Este modelo que se propone analiza la fracturación–deformación de los diversos periodos orogénicos con el análisis sistemático de estructuras reales mediante el estudio de medidas realizadas por el autor en estaciones geomecánicas y la aplicación de la mecánica de rocas con los criterios de fractura del estado triaxial de esfuerzos, junto al apoyo de las hojas geológicas [Apalategui et al., 1985] [Roldán et al., 1988] y de la documentación del Seminario Antonio Carbonell de la EPS de Belmez. Se han considerado para cada periodo esferas de terreno que pasan a elipsoides con la acomodación de esfuerzos. Así, en primer lugar, se produce una deformación elastoplástica «S», después fracturas de cizalla «F» que originan la formación de cuencas tempranas de tensión «T»; acaba el periodo con distensión.

Para ello se ha realizado una representación bidimensional en un círculo (con el norte geográfico «N») cuyo centro es la tensión vertical litológica σ_2 y el confinamiento lateral es σ_3 y la tensión principal orogénica es σ_1 . Se simplifican los acortamientos con sectores de compresión «C» y los alargamientos con sectores de tensión «T» o cuencas tempranas. Las figuras 2, 3, 4 y 5 corresponden a la visualización inicial de esfuerzo–deformación de los cuatro periodos orogénicos, sin diferenciar el Kimérico del Alpino (que llamaremos, conjuntamente, ciclo Alpino). Este modelo de estructura triaxial admite esfuerzos principales y las fracturas están condicionadas por planos débiles preexistentes y la reactivación de fallas. Cada periodo con una duración de unos 50mA de fricción entre placas y la evolución tectónica se ha establecido en los periodos orógenos: Ciclo cadomiense/Caledónico (finiprecámbrico–cámbrico y ordovícico medio–silúrico medio), Periodo Varisco (devónico superior–carbonífero viseense), Periodo Tardihercínico (pérmico–triasico inferior) y Ciclo Alpino con las fases Kimérica y Alpina (jurásico sup.–cretácico inf. y paleógeno).

Se han considerado para cada periodo esferas de terreno que pasan a elipsoides con la acomodación de esfuerzos, así, en primer lugar se produce una deformación elastoplástica «S», después fracturas de cizalla «F» que originan la formación de cuencas tempranas de tensión «T»

CICLO CADOMIENSE/ CALEDONIANO

(Finiprecámbrico–cámbrico 570 a 540mA, y Ordovícico medio–Silúrico medio, 470 a 410mA)

Parte del continente Gondwana (zona Ossa–Morena) migra al norte hacia los continentes Laurentia–norteamérica (zona Subportuguesa) y Báltica–norteeuropa. La colisión Báltica aparece en los límites de las placas del Caledónico (Silúrico) con el movimiento en la zona Ossa–Morena que se produce como consecuencia de una expansión de dorsal y desplazamientos horizontales de desgarre, también influidos por el inicio de la subducción desde el oeste de la zona Sudportuguesa. La fase Caledoniana es un orógeno con características diferentes según donde afecte, en la figura 2 se representan los sectores circulares de deformación en compresión «C» (acortamiento y disolución) y tensión «T» (predistensivos y precipitación). Los peñones de cuarcita armórica (ordovícico) del norte de Peñarroya y Belmez de relieve «apalachense» tienen su origen en el Caledónico y reactivados posteriormente.

–Deformación elastoplástica «SC»

En el cámbrico inferior del norte de Córdoba (piso cordubiense) se presentan direcciones NNE–SSO. También en los terrenos antedevónicos aparece esquistosidad de plano axial, y en el



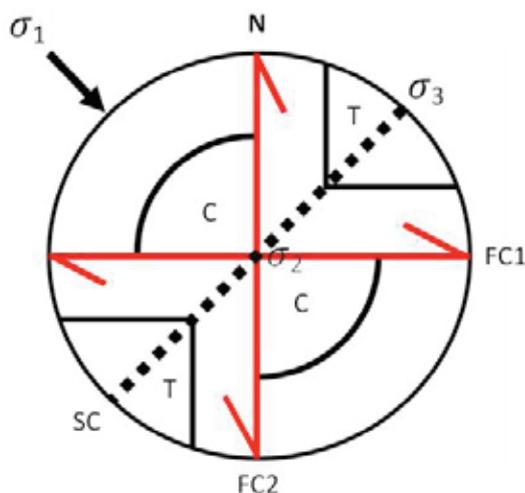


Figura 2. Elipsoide del Ciclo Cadomiense/Caledoniano

grupo de rocas de Sierra Albarrana (en la fuente del corcho–Belmez) dispone de un metamorfismo en facies anfibolitas y presencia de peridotitas. Pliegues angulares «Kink» presentes en las filitas y micaesquistos del grupo de la Albarrana en la Sierra de los Santos (que pliega una esquistosidad de flujo) y también en las filitas justo al norte de Belmez, del puerto de las Cabezas, del Albardado y en el basamento de la Cuenca de Peñarroya–Belmez tenemos planos axiales orientados NE–SO, que representan la deformación elastoplástica «SC». Recientemente se ha afirmado que en la Zona Centroibérica, existen también estructuras cadomienses que son perpendiculares a las variscas [Apalategui, 2012]. Aunque repetidamente se había considerado que en la zona de Ossa Morena existía esquistosidad, metamorfismo y plutonismo finiprecámbrico pero que no existía estructuración diferente entre los materiales deformados en el precámbrico y en el Hercínico–Varisco [Apalategui, 1983, 1985].

Fracturas de cizalla: «FC1» dextral y «FC2» izquierdas

Existen microestructuras y boudines subparalelos a la dirección de σ_1 (NO–SE), también crenulación S y SE, parece indicar un bajo confinamiento y escaso desarrollo del cizallamiento en Ossa–Morena. De la cadena de colisión del Proterozoico Superior se observa esquistosidad de

flujo (parece invertirse esta serie) y granitización en los neís y en el precámbrico de la formación Azuaga (Doña Rama) y volcanitas antiguas en Sierra de Gata. Así en las filitas finiprecámbricas (semejantes a la serie del E de Canadá) del Dominio Obejo–Valsequillo se ven planos axiales E–O en Belmez (Puerto de las Cabezas y en el arroyo Albardado), también en el grupo de la Albarrana en El Hoyo. Más tarde se desarrolla una esquistosidad de micropliegue «FC1» de plano axial E–O (en el Albardado). Por último pliegues de carácter angular «Kink» con plano axial NE–SO que pliega la esquistosidad de flujo en las filitas del basamento de la Cuenca de Peñarroya–Belmez (formación Azuaga) y los micaesquistos del grupo de la sierra Albarrana, también presentan la FC2 cizalla izquierda (N–S) y aparecen cizallas FC1 (junto a discontinuidades posteriores de cizalla varisca).

Distensión/subsidencia posterior al Caledónico

Falta el devónico inferior en el S de Belmez que indica que podía haber estado emergido. Se forman las cuencas marinas del devónico superior y Culm, también la intrusión de pegmatitas en el grupo de la Albarrana podría ser debida a la distensión de la primera fase.

PERIODO VARISCO

(Devónico superior–Carbonífero Viseense, 375 a 325mA)

Colisionan los continentes Gondwana —placa armórica— con Laurentia, Báltica y Siberia (el océano que los separa —Rheico— desaparece por subducción), uniéndose formando el supercontinente Pangea. Es un gran choque continental que se conforma como la deformación principal en la zona Varisca de cizalla izquierdas, faja Badajoz–Córdoba «FV2», con rocas miloníticas y es una zona de sutura. En los sectores de tensión sinorogénicos «T» se inicia el desarrollo del eje magmático de Villaviciosa (ver figura 3).

Deformación elastoplástica «SV»

La zona de Ossa–Morena es la parte interna del orógeno varisco hercínico y presenta la foliación tectónica primaria «SV». El devónico del N

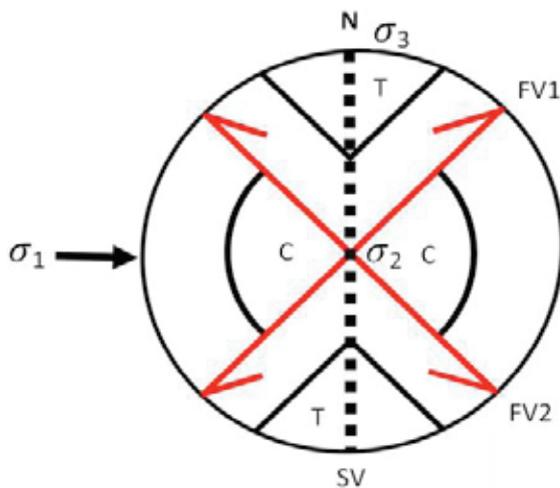


Figura 3. Elipsoide del Orogeno Varisco o Hercínico

de la zona Ossa–Morena presenta esquistosidad de plano axial. Las pizarras devónicas de la zona Subportuguesa en Las Pajanosas (Sevilla) están verticales y con dirección N–S. También el Culm de Ossa Morena esta verticalizado en el norte de Alcolea (Córdoba), con esquistosidad de fractura, tiene una dirección N–S, el Culm del Guadiato no está cizallado y tiene esquistosidad «crivaje pencil», con caracteres finitectónicos y se presenta NNO–SSO en la carretera Belmez–Espiel, discordante con el namuriense. El namuriense es un sinorógeno olitostromico varisco (Armendáriz, 2006) [11] no ligado a la distensión. El cámbrico del grupo de la Albarrana en la fuente del corcho (Belmez) con filitas de la formación Azuaga, micaesquistos, ortoneis, anfíbolitas y cuarcitas, están en dirección N–S, posee exfoliación de crenulación y esquistosidad de fractura, con pliegues cilíndricos de plano axial vertical N–S.

Fracturas de cizalla: FV1 dextral y FV2 sinistral

La transformante izquierdas NO–SE «FV2» es la deformación principal de bajo grado y gran dislocación, la zona de cizalla dúctil Badajoz–Córdoba, junto a las fallas de desgarre de Azuaga y Villaharta presentan la dirección NO–SE, conforman la zona interna de la cadena hercínica o varisca con pliegues isoclinales y desarrollo de primeros cabalgamientos a saltos en estas fallas

de desgarre que se dan en los momentos más precoces de la orogenia Varisca.

En la pizarra devónica sudportuguesa de las Pajanosas (Sevilla) hay desgarres verticales con rumbo NO–SE y presencia de agua. La filita de la formación Azuaga de El Porvenir–Peñarroya presenta milonita de falla y con la dirección de la cizalla Hercínica NO–SE en su foliación principal. También la pizarra del Culm del N de Alcolea (Córdoba) dispone las esquistosidades verticales NNE–SSE (SV), NE–SO (FV1) y NO–SE (FV2 y Tardihercínico) que conforman el «crivaje pencil», y se ven pliegues abiertos suaves de dirección de eje NNE–SSO; igualmente se dan estas esquistosidades en el Culm del Guadiato (arroyo Fresnedoso–Belmez). Estas fallas FV1 (dextral) son NE–SO y subverticales buzando N.

Distensión/subsistencia posterior al Varisco o Hercínico

La zona Ossa–Morena se dispone en un rift activo con fracturación y desplazamiento en valles relacionados con una dorsal, que se ha desarrollado después del magmatismo inicial del eje magmático de Villaviciosa–La Coronada, más tarde se fractura el borde del continente y aparece la subducción, de la zona Sudportuguesa bajo la zona Ossa Morena, y la colisión continental. Finalización del eje magmático de Villaviciosa–La Coronada que corta al Culm (plutónico básico de La Coronada–Ojuelos–Posadilla y plutónico ácido Villaviciosa–La Cardenchoza), es semejante a Galicia occidental, se atribuye a la etapa sinorogénica de los sectores de tensión y no parece estar ligado a la distensión.

En esta distensión/subsistencia se dan hundimientos que condicionan la sedimentación de las cuencas carboníferas intramontañosas, también se conforman los filones hercínicos, con cuarzo y huecos con agua, en la distensión de las fracturas «FV2» con dirección NO–SE. También a la distensión atribuimos los filones y sulfuros polimetálicos hercínicos de Belmez y Villanueva del Rey (lomas del Paredón y las Berrazas). Las traquitas volcánicas encajadas en el Culm (flysch) de Alcolea corresponden a esta distensión hercínica, N–S y verticales, que presentan diaclasas conjugadas con presencia de agua en direcciones NO–SE y NE–SO.



PERIODO TARDIHERCÍNICO (Pérmico–Triásico inferior, 300 Ma a 245 Ma)

Se inicia siendo la futura península Ibérica el centro de la gran Cordillera Varisca. Colisionan la agrupación de Pangea (Eurasia y Siberia), el clima es continental y se da la mayor extinción conocida, después pasa el clima a húmedo. Existe una alta presión intersticial en las Cuencas sedimentarias de cobertera que disminuye σ_2 y con ello se reduce las cizallas tardihercínicas que son mayormente diaclasas con pequeño movimiento, debido a que la tensión normal efectiva se reduce con el agua, ver figura 4. En los sectores de tensión sinorogénicos (T) aparece el batolito de los Pedroches (Estefaniense–Pérmico). En la distensión aparecen las «megaerupciones» volcánicas de finales del Triásico (Keuper), desapareciendo gran parte de las especies vivas del planeta y rompiéndose el enorme supercontinente Pangea, y el gran rift del Jurásico, que separa Norteamérica–África y la apertura del Atlántico.

Deformación elastoplástica «ST»

Deformación por cataclasis que dan fallas poco penetrativas con triturados de rotura de granos sin orientación y con fricción, escasa presión de confinamiento, favorecida por el agua de geomateriales de cobertera carbonífera (Westfaliense) y la presión de agua en discontinuidades. También deformación de cobertera en masa poco densa con importantes movimientos y escasa presión de confinamiento. Se desarrolla el sinclinal dúctil Westfaliense de Peñarroya–Belmez, sin microestructuras, las fallas inversas longitudinales de bajo ángulo como San Rafael y Cabeza de Vaca, los cabalgamientos tardihercínicos (y escamas) imbricados hacia arriba del Namuriense, cabalgamientos activados del Culm y Precámbrico con la dirección de la falla varisca milonítica «FV2» que es el plano «ST».

En las superficies de estratificación de las lutitas Westfalienses «ST» aparecen espejos de fricción formados al iniciarse la curvatura de pliegues paralelos en estos estratos, sin cambio de espesor que indica charnela recta, una vez plegada se rigidiza al desaparece el deslizamiento y conserva las superficies pulimentadas. Además se conforma

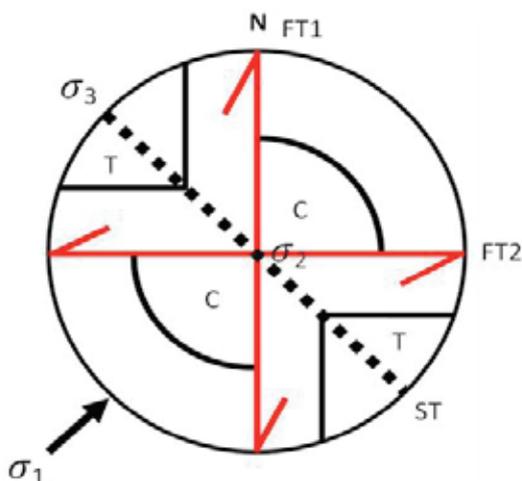


Figura 4. Elipsoide del Orógeno Tardihercínico

desde Peñarroya la gran escama Namuriense que elimina parte del flanco S del sinclinal del Porvenir (capa Cervantes) y el paquete invertido de carbón San Rafael es alojado en su lentejón tectónico.

Cizallas: «FT1» dextral y «FT2» sinistral

Diaclasas de cizallas J1 y J2 son conjugadas y sincrónicas, respectivamente con la orientación de FT1 dextral y FT2 izquierdas en toda la Cuenca de Peñarroya–Belmez. La J1 es dextral N–S subvertical y levanta el bloque O, la J2 es sinistral E–O y vertical, las FT1 son fallas de cizalla dextral N–S que se presentan con salto de centenares de metros, y las FT2 se observan en la Cuenca de Peñarroya–Belmez como una flexión de los ejes de los pliegues. Estas últimas afectan a las traquitas del N de Alcolea, fallándolas E–O con buzamiento de gran ángulo al N y rugosidad (también se ven las FT1). Las FT2 son visibles en las pizarras y esquistos verdes devónicos (zona subportuguesa) de Las Pajanosas–Cuesta Media Fanega (Sevilla) en dirección E–O y verticales, con agua y sericita de 0,5 m de relleno que sube la pared sur.

En la carretera N432, Belmez–Espiel, en el Culm se ven las FT1 (N–S con estrias, variado buzamiento y filoncillos de cuarzo) y las más modernas FT2 (cizalla Tardihercínica E–O, verticales y la pared norte sube), contienen algún filón de cuarzo con milonita en la dirección alpina NE–

SO. Esta disposición estructural del Culm podría indicar la rotación de 45° de la tensión-deformación y en realidad se enmascaran cizallas variscas por el tardihercínico.

Distensión/subsidencia posterior Tardihercínico

En la distensión aparecen megaerupciones, hasta el Keuper, y la «ST» en la dirección NO–SE con rocas muy básicas al S del peñón de Peñarroya y la diabasa en el flanco norte dentro de la capa Cervantes y fluyendo la diabasa desde su afloramiento, ya que el carbón del muro dispone de pliegues de arrastre. También son distensivas las rocas abisales y diques básicos de El Alcornocal (Perez–Lorente, 1979). Esta distensión Tardihercínica ha desarrollado el vulcanismo de diabasas augíticas del Keuper en la Subbetica (coincide con el periodo de extinción masiva), el río Genil corre en esta dirección. Además la subsidencia permiten conformar Cuencas Jurásicas, así al final se dispone el «Rift» jurásico (Atlántico norte). En el Jurásico Superior la cizalla varisca FV2 cede protagonismo a la cizalla alpina FA2 (falla del Guadalquivir).

CICLO ALPINO

(Kimérico Mediterráneo–Alpino Atlántico):
Fase Jurásico sup.–Cretácico inf.
(Kimérica–Aústrica, 154–96mA) y Fase Paleógeno. (Alpina, 65–20mA)

Este ciclo alpino contempla dos fases, en realidad se trata de dos periodos orogénicos, son el Kimérico en el Jurásico superior–Cretácico inferior y el Alpino en el Paleógeno. Se acelera la segregación de Pangea por fuerzas extensivas y se abre la dorsal Atlántica, el clima es templado y uniforme. Ello es debido a la migración de los polos magnéticos de la Tierra (considerados coincidentes con los polos de rotación) obtenidos a partir del movimiento de los continentes con relación a sus posiciones actuales, figura 1, se trata de la repetición de las orientaciones de esfuerzos en estas dos fases, ello establece semejanzas de deformación hace 120mA (se forma el mediterráneo) y, posteriormente, hace 45mA (separación de África y América). Iberia, África y Europa están en colisión en el Cretáci-

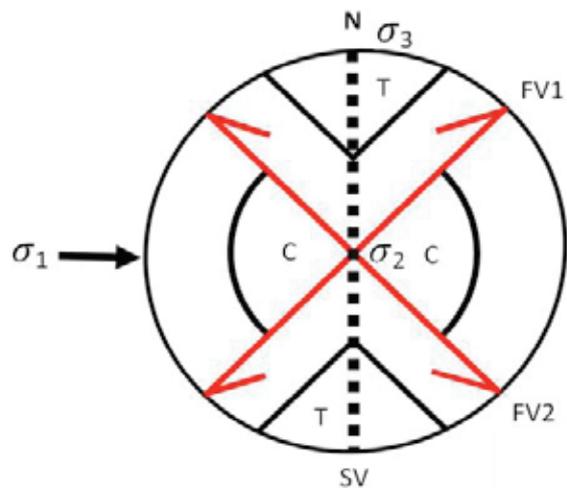


Figura 5. Elipsoide del Ciclo Alpino: Fases Kimérica y Alpina

co inferior (aparecen los continentes conocidos hoy) y la placa Africa se acerca a Europa en el Paleógeno.

Deformación elastoplástica «SA»

Acontece volcando el eje del sinclinal de la Cuenca de Peñarroya–Belmez y se pliega el flanco norte con un plegamiento asimétrico suave NOO–SEE con flanco corto vertical relacionado con las fallas alpinas «FA2», el carbón se estructura acumulándose en bolsas, formas arrosariadas y la escasa densidad favorece su extrusión por las fallas «FT2» (ahora levanta el bloque sur) o «SA» en este ciclo alpino de gran profundidad. Se observa que en las escamas tardihercínicas «ST» de Peñarroya y Belmez actúan las fallas «FA1», así la gran escama Namuriense que eliminó parte del flanco S del sinclinal del Porvenir se renueva en el ciclo alpino como cizalla dextral «FA1», reactivándose las anteriores deformaciones Tardihercínicas. También la estratificación Westfaliense presenta estrías de cizalla dextral Alpina. Por otra parte el cabalgamiento alpino con dirección E–O, reactiva la débil zona de cizalla FT2, así en el S de Córdoba es submarino y subhorizontal, apreciable en el macizo de Cabra y se despegan las margas yesíferas del Triásico en el cabalgamiento.



Este ciclo alpino contempla dos fases, en realidad se trata de dos periodos orogénicos, son el Kimérico en el Jurásico superior–Cretácico inferior y el Alpino en el Paleógeno. Se acelera la segregación de Pangea por fuerzas extensivas y se abre la dorsal Atlántica, el clima es templado y uniforme.

Cizalla: «FA1» dextral y «FA2» sinistral

Entre las fracturas de cizalla dextrales «FA1» están la falla San Rafael–Peñarroya (reactivación que se bifurca hacia el este), la escama María (mina y capa María), la escama de sierra Palacios en Belmez y la falla intrusiva en el muro de la capa Cervantes en La Parrilla–Peñarroya –incluye un eje sinclinal, con diabasas en el flanco norte, con 13°O de «plunge» y NOO–SEE– reactivadas de «ST» y «FV2». Se observa en la Cuenca del Guadiato que los desgarres «FA2» presentan cierta continuidad con los «FT1». También en el piso 300 del pozo San José (capa Cervantes) las cizallas FA1 buzando 70S y presentan estrías 20S con desplazamiento horizontal importante, además se ven cizallas FA2 buzando 80S con 10m de triturado de falla y las medidas de tensiones horizontales (Campos de Orellana et al., 1985) han resultado un 20% superiores a las tensiones verticales. Quizá la primera observación de estas cizallas fue al NO de la provincia de Sevilla en el extremo noreste de la zona Sudportuguesa [Simancas–Cabrera, 1979] que se dataron tardihercínicas, donde la cizalla dextrorsa FA1 desplaza a la cizalla arqueada sinistrosa FA2 que presenta en Sta. Olalla un salto en dirección 5km.

Al sur de Córdoba el río Genil está posicionado en la falla «FA1». Las fallas transversales de cizalla sinistral «FA2» se dan también en las

fases Kimérica y Alpina, así las generadas en la fase Kimérica (Jurásico sup.–Cretácico inf.) cambian su sentido de desplazamiento y pasan a dextral [Uchipi, 1988] con la distensión del Cretácico sup., más tarde en el Paleógeno vuelven a sinistral y pasan nuevamente a dextral en la distensión/subsidencia del Mioceno [Uchipi, 1988], con la transgresión y deslizamientos submarinos, y hasta la actualidad.

Las abundantes fracturas sinistral «FA2» son reactivaciones de la «FV1» dextral del Varisco, son «tipo Plasencia», así esta «FA2» conforma la Línea Tectónica del Guadalquivir –reactivación escalonada– [Carbonell, 1927] cortan todas las deformaciones anteriores, llegando al manto, el salto direccional en la zona de Ossa–Morena es de 0,5 km y el espaciado es a menudo de 1 km y menos. Entre estas «FA2» consideramos la falla del Guadalquivir y otras cizallas tangenciales alpinas (Plasencia–Mesejana), las fallas transversales sinistral en el arroyo Hontanilla de Peñarroya y sierra Palacios o Castillo de Belmez (verticaliza el Westfaliense), las fallas «tipo Plasencia», los filones de fluidos hidrotermales con cuarzo, F, Ba, Cu, Pb en la posterior distensión, el volcanismo básico del Guadiato y el geotermalismo (el muro de la capa Cervantes es de gran interés geotermal). También las fallas de cizalla sinistral alpinas de Fuente Alamo y Jogina–Zañar en Aguilar (NNE–SSO) son acuíferos desde el régimen distensivo del mioceno. Por último el Pirineo y el Levante están afectados por estas fallas «tipo Plasencia».

Distensión/subsidencia posterior al alpino

En el Oligoceno el límite de placa se trasladó a hasta su posición actual en el estrecho de Gibraltar [Uchipi, 1988]. La distensión del Cretácico sup. corresponde a un rifting, aparece al acabar la fase Kimérica y las fallas de cizalla «FA2», con dirección NO–SE, pasan a ser dextrales. En el Mioceno inferior se inicia la distensión de la fase Alpina, se depositan margas blancas en sectores de tensión o cuencas tempranas, se inicia el hundimiento de la falla del Guadalquivir, y aparece el diapirismo, en el sur de Córdoba. La distensión provoca que las fallas de cizalla sinistral «FA2» pasan a ser dextra-

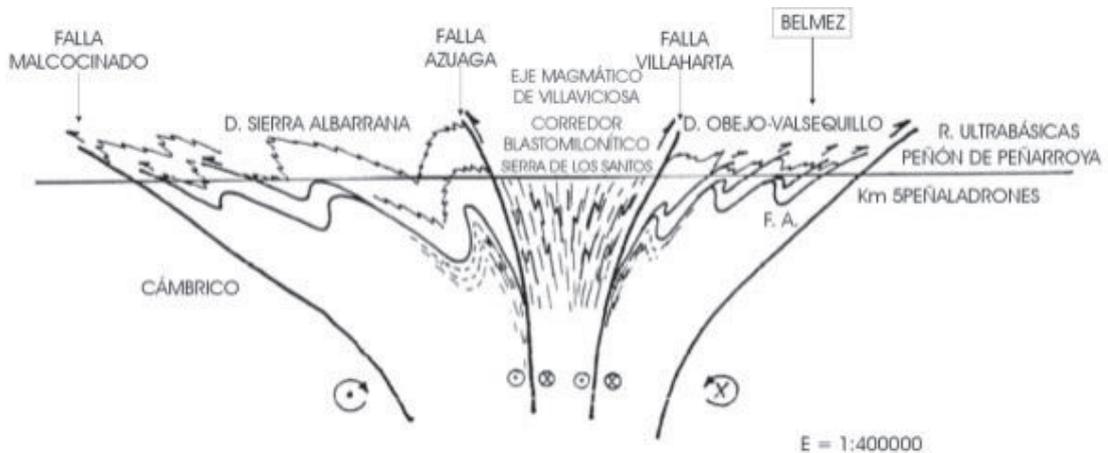


Figura 6. Corte Geológico transversal por la Zona de Ossa–Morena

les y de gravedad, también las deformaciones normales E–O, más tarde la distensión/subsistencia provoca el hundimiento de la falla del Guadalquivir, apareciendo la transgresión del Mioceno medio–superior y el corrimiento en el que se producen olitostromas (deslizamientos submarinos caóticos) hacia el NO. Mientras en el norte de Córdoba se sedimentan las secuencias granocrecientes de calcarenitas. La regresión marina del Tortonense superior rellena la depresión del Guadalquivir con margas azules y se reactivan fracturas «FA2» por la Neotectónica compresiva del Plioceno con el choque de la placa africana que continua la actividad tectónica al reactivar las fallas alpinas NO–SE con compresión dextral, y las fallas izquierdas «FA2», mientras la campiña cordobesa esta emergida, con abundante ondulación debida a terremotos, y se define el río Guadalquivir.

En Belmez se observan estas fallas Alpinas «FA2» izquierdas con dirección NE–SO, también Neotectónicas, en la Corta San Antonio y en la sierra Palacios, que la distensión dextral abre huecos centimétricos (actualmente con agua y precipitados) y la actual compresión Neotectónica está modificando. La Neotectónica también es visible con las fracturas E–O dextral y en las NE–SO, antes «FA2» y actualmente sin movimiento izquierdas, ambas con estrias –que indican el posterior

movimiento dextral– escalones y gran buzamiento al sur que se han observado en las calcarenitas del norte de Córdoba (Valdeazores–Campiñuela), y con pliegues de arrastre de compresión Neotectónica de subir el bloque sur sobre el norte (después de la distensión). También algún centímetro de movimiento del bloque sur hacia el oeste (dextral) sobre la anterior deformación «SA» –incluso en Valdeazores después de la distensión aparece movimiento de falla normal de hundimiento del bloque sur–. Todo ello indica compresión neotectónica y las FA2 pasan a compresión por una actual rotación del esfuerzo σ_1 posicionándose cerca del SE (así en la SA aparece un movimiento dextral).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Desde que acabó el Precámbrico ha funcionado la actividad tectónica con continuidad en las reactivaciones de las fallas en la provincia de Córdoba, y en armónicos movimientos de los periodos orogénicos de unos 50mA de duración. Este modelo inicial de esfuerzo–deformación se ajusta bien a las observaciones de campo y puede ayudar al conocimiento de la estructura de la Zona Ossa–Morena. La armonía de la tensión principal de los movimientos orogénicos (σ_1) en saltos de 45° en sentido contrario a las agujas del reloj



justifica las distensiones y se estima que la concentración de tensiones horizontales/residuales del terreno son sólo debidas a la neotectónica. Las tensiones horizontales-residuales de anteriores orogénias, posiblemente, se han distendido y relajado. Se debe controlar la presión intersticial de los acuíferos confinados en la abertura de las fracturas FA2 transversales-siniestras alpinas de dirección NE-SO, que funcionan sentido dextro desde el mioceno superior y actualmente se encuentran en compresión por el choque de la placa africana, también es importante el geotermalismo y la microsismicidad de estas fracturas y ante la deformación horizontal de 20 mm/año hacia el N obtenidas en Andalucía, las nuevas investigaciones podrían dirigirse a estas fracturas FA2.

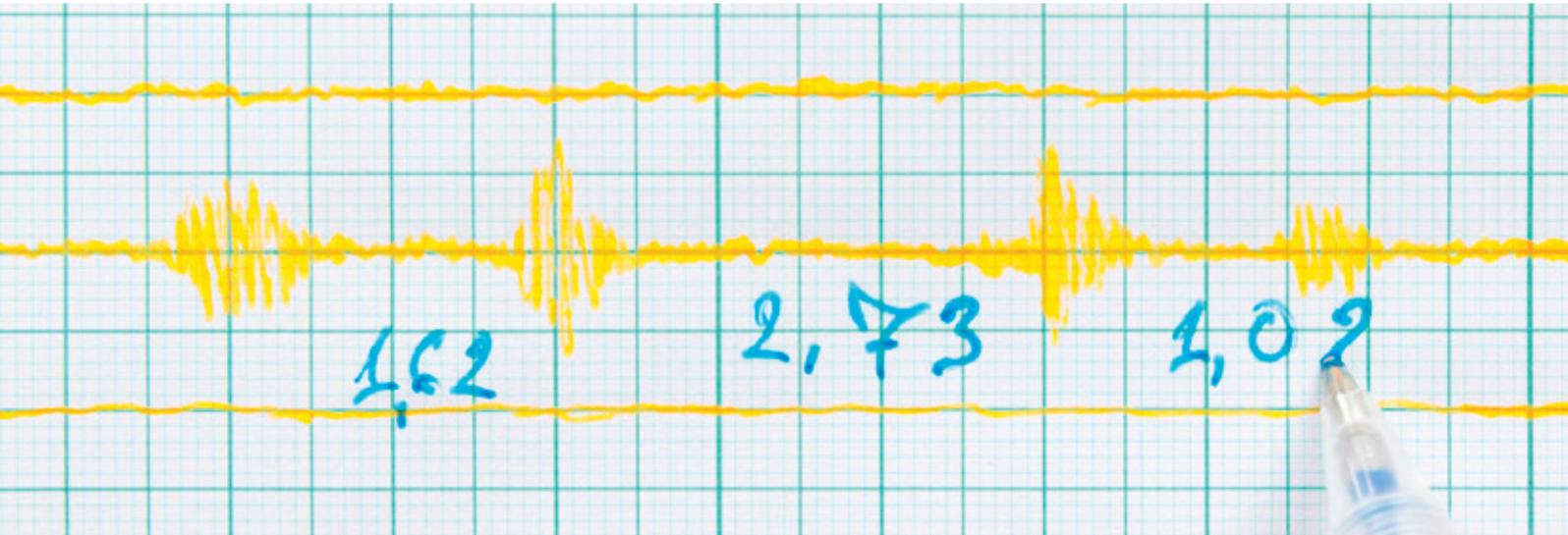
Los argumentos técnico-científicos presentados resaltan la importancia de la Neotectónica, los sensores in situ geofísicos y piezómetros de cuerda vibrante pueden obtener valores para cuantificar tensiones o concentración de tensiones residuales orogénicas del terreno, al medir tensiones, parámetros geomecánicos y presiones intersticiales en acuíferos confinados y en las fallas FA2 transversales alpinas NE-SO, del tipo Plasencia. En Peñarroya-Belmez diversas medidas de tensiones horizontales en fallas de cizalla «FA2» (NE-SO) dan valores muy superiores a las tensiones verticales, debido a que son Neotectónicas. Regionalmente es interesante realizar repeticiones de medidas sísmicas y el control en las aberturas de algunas fracturas FA2, concretamente en sierra Palacios y Castillo de Belmez.

Como se puede observar en la síntesis sísmológica del Instituto Geográfico Nacional, actualmente la falla transformante dextral de las Azores-Estrecho de Gibraltar se abre desde el SO de forma continua con la falla de Plasencia y la falla del Guadalquivir (ambas son FA2). La deformación horizontal de la placa europea en Andalucía está controlada en las estaciones topográficas de la red de posicionamiento europea (EUREF) miden movimientos anuales de 20 mm hacia el N y la red de posicionamiento de Andalucía, LAGC, obtiene también idéntico resultado [www.rap.uca.es]. Se requiere la auscultación de las fallas «FA2» comprimidas por el choque de la placa Africana y con gran riesgo de terremotos.



Figura 7. Esquema Tectónico Regional del Sur del Macizo Ibérico

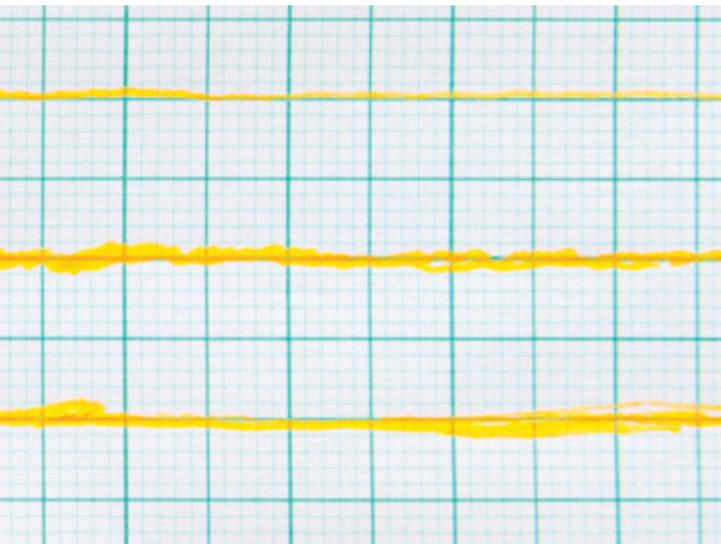
Los argumentos técnico-científicos presentados resaltan la importancia de la Neotectónica, los sensores in situ geofísicos y piezómetros de cuerda vibrante pueden obtener valores para cuantificar tensiones o concentración de tensiones residuales orogénicas del terreno, al medir tensiones, parámetros geomecánicos y presiones intersticiales en acuíferos confinados y en las fallas FA2 transversales alpinas NE-SO, del tipo Plasencia.



BIBLIOGRAFÍA

- Ábalos, 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), pgs. 229–249. 1991.
- Apalategui, O., Borrero, JD., Higuera, P. División en grupos de rocas en Ossa Morena Oriental. *Temas Geológicos y Mineros* 1985. V Reunión GOM, Belmez (Córdoba) 1983. Instituto Geológico y Minero de España.
- Apalategui, O., Roldán F.J., Higuera, P., et al. (INGEMISA) Mapa geológico de las hojas de Espiel (880) y Peñarroya (879). IGME 1985.
- Apalategui, O. «Evolución geológica del Macizo Ibérico meridional». *Tierra y tecnología*, nº 41, 37–39. Primer Semestre de 2012 (Colegio Oficial de Geólogos de España).
- Armendáriz, M. «Los depósitos carbonatados de la Cuenca carbonífera del Guadiato (Córdoba, SO del Macizo Ibérico)». *Boletín Geológico y Minero*, 117 (Num. Monográfico Especial): 513–518. 2006.
- Bastida, Fernando (2005). *Geología*. Volumen II. Ed. Trea. Gijón (Asturias).
- Campos de Orellana et al. «Investigación Geomecánica de deformaciones grandes y su causalidad y diseño de labores mineras bajo las mismas. IGME. 1985.
- Carbonell Trillo-Figueroa, A. (1927). «Contribución al estudio de la geología y de la tectónica andaluza». *Boletín Instituto Geológico y Minero de España*. Tomo XLIX: 81–215.
- Chacón J., Oliveira V., Ribeiro A. y Oliveira J.T. La Estructura de la Zona de Ossa–Morena. Libro Jubilar «Geología de España» de J.M. Rios. IGME 1983. Pp. 490–504.
- Condie, Kent. C. (2003). *Plate tectonics and crystal evolution*. IV edición. Pergamon Press, Nueva York, 301 pp. ISBN = 07506–3386–7.
- Daza, A. & Llanes, P. (2004). Explicación geoestructural del noroeste de Córdoba (Comarca del Guadiato) España. *Boletín de la Real Academia de Ciencias de Córdoba*. Enero–Junio 2004. Año LXXXIII– Nº 146. Pgs 171–181. <http://hdl.handle.net/10853/149>
- Daza, A. & Ayuso, J. (2010). Prospección de arcillas cerámicas en la campiña de Córdoba (España). *Boletín de la Sociedad de Cerámica y Vidrio*. CSIC. Mayo–Junio 2010, 49(3), pp215–220. <http://boletines.secv.es/upload/20100527154533.201049215.pdf>
- Daza, A. (2011). *Aplicaciones industriales de los terrenos arcillosos de la provincia de Córdoba*. Tesis doctoral (Sobresaliente «Cum Laude»). Universidad de Córdoba, 209 pp. <http://hdl.handle.net/10396/5231>
- Delgado–Quesada, M., Liñán, E., Pascual, E., Pérez Lorente, F. «Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central». 3–7 de julio 1979. Libro de Actas de la I Reunión sobre la Geología de Ossa–Morena (Grupo de Ossa–Morena). Escuela Politécnica Superior de Belmez (Córdoba). IGME. (También en *Studia Geologica*, nº 12. pp. 75–90. 1977).





AGRADECIMIENTOS

El autor agradece las revisiones realizadas por los geólogos: D. Octavio Apalategui Isasa, D. Sebastián Maroto Aranda y D. Pedro Llanes Agudelo. También a D. Jesús Gutierrez-Ravé Caballero y D. Rafael Hernando Luna del Grupo «Seminario Antonio Carbonell» de la Universidad de Córdoba. ■

Dewey, J.F. (1977). Suture zone com plexities: a review. *Tectonophysis*, 40, 53–67. (John F. Dewey «Placas tectónicas», 1972, *Deriva Continental y Tectónica de Placas*. Editorial Blume 1974).

Hernandez–Pacheco E. «La Sierra Morena y la Llanura Bética». XIV Congreso Geológico Internacional. Instituto Geológico de España. Madrid, 1926. 150pgs.

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

Mallada Lucas. Memoria descriptiva de la Cuenca Carbonífera de Belmez. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, tomo XXVI–Tomo VI. IGME 1900.

Ortuño, G. et al. ENADIMSA (INI). Investigación Geológico–Minera de la Cuenca Carbonífera del Guadiato. 1970 – 1976. Inédito ENCASUR Peñarroya (Córdoba). 1976.

Pérez–Lorente, Felix. «Geología de la Zona Ossa–Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco–Belmez–Villaviciosa de Córdoba)». Tesis Doctorales de la Universidad de Granada 281. 1979.

Quesada, C. Geological constrainson the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberia Massif. *Tectonophysis* 185, 225–245. 1991.

Red de posicionamiento de Andalucía (LAGC). <http://www.rap.uca.es>

Riedel, W. «Zar Mechanik Geologischer Brucherscheinungea». *Cemralbl. F. Mineral. N. Pal.*, 1929 B, 354–368.

Roldan, F. J. et al (INGEMISA). Mapas geológicos y memorias de la hoja 988, Puente Genil, y de la hoja 966, Montilla. IGME 1988.

Sager; William W. Divergence Between Paleomagnetic and Hotspot Model Predicted Polar

Wander for the Pacific Plate with Implications for Hotspot Fixity. Departamento de Oceanografía. Universidad de Texas. College Station, TX 77845 wsager@ocean.tamu.edu 2006. «Plates, Plumes, and Planetar y Processes».

Simancas Cabrera, J.F. «Evolución tardihercínica de un área situada al NW de la provincia de Sevilla». 3–7 de julio 1979. Libro de Actas de la I Reunión sobre la Geología de Ossa–Morena (Grupo de Ossa–Morena). Escuela Politécnica Superior de Belmez. Temas Geológico Mineros–IGME.

Sirgado–Echevarría, M. «Deriva continental y estado plástico del manto terrestre». *Rev. Ingeopres*, nº 2, Marzo–Abril 1992.

Uchipi, E. «The Mesozoic–Cenozoic geologic evolution of Iberia, a tectonic link between Africa and Europe». *Rev. Soc. Geol, España*, 1, (3–4), pg 257–294. 1988.