

LOS PLIEGUES DE PROPAGACIÓN DE FALLA DE LA REGIÓN CENTRO ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL. ANÁLISIS GEOMÉTRICO

D. Gómez Ortiz y R. Babín Vich

Dpto. de Geodinámica, Facultad Ciencias Geológicas, U.C.M., Avda Complutense s/n, 28040 Madrid

Resumen: Con objeto de reconstruir la geometría de las fallas inversas presentes en el Sistema Central, se ha realizado un estudio sobre 22 pliegues de propagación de falla generados durante la orogenia alpina que han sido cartografiados en la banda cretácica que, con dirección marcada y constante NE-SO, aflora en la Hoja del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, n° 457 (Turégano). Para ello se han aplicado tres modelos diferentes: Suppe y Medwedeff (1990), Jamison (1987) y Chester y Chester (1990), comparando posteriormente los resultados obtenidos en cada uno de ellos. En los tres casos los valores obtenidos son muy similares, pero existe una mayor precisión cuanto más abundantes son los datos de afloramiento. En aquellas ocasiones en que sólo aflora el sinclinal, el modelo de Jamison (1987) presenta serias dificultades a la hora de calcular el buzamiento de las fallas.

Palabras clave: Pliegues de propagación de falla, modelos, rampa de falla, anticlinal, sinclinal, *kink*.

Abstract: In order to reconstruct the geometry of the thrust faults at depth, a total of 22 fault-propagation folds generated during the Alpine Orogeny, which are affecting Cretaceous rocks, were studied. The folds, located in the central-eastern portion of the Spanish Central System, show a marked north-east orientation. The Suppe & Medwedeff (1990), Jamison (1987) and Chester & Chester (1990) methods were applied and the obtained results were compared each other. Strong similarities between the values obtained from the three methods indicate their validity for this type of studies. As expected, precision in the results increases as the number of measurements in the outcrops is higher. However, in those cases where the anticline structure has been eroded out and only the syncline is present, application of the model proposed by Jamison (1987) to reconstruct the final geometry of the faults shows serious problems.

Key words: Fault-propagation folds, models, fault-ramp, anticline, syncline, *kink*.

D. Gómez Ortiz y R. Babín Vich (1996): Los pliegues de propagación de falla de la región centro oriental del Sistema Central Español. Análisis geométrico. *Rev. Soc. Geol. España*, 9(3-4): 297-309

El Sistema Central es una cadena intraplaca, formada durante la orogenia Alpina como consecuencia de un régimen compresivo causado por la convergencia de las placas Europea y Africana, desde comienzos del Eoceno. Se extiende a lo largo de 500 Km, desde la costa portuguesa hasta el borde oeste de la Cadena Ibérica, con una disposición OSO-ENE, separando al norte y al sur las cuencas de los ríos Duero y Tajo respectivamente (Fig. 1). Excepto en su parte oeste, el relieve corresponde a bloques elevados de basamento hercínico, constituidos por materiales metamórficos y plutónicos. Sobre ellos existe una delgada cobertera correspondiente a rocas detríticas y carbonáticas del Cretácico Superior. El contacto con las cuencas neógenas del Tajo y Duero, a menudo se efectúa mediante fallas inversas que llegan a superponer rocas de basamento sobre los sedimentos molásicos.

El área investigada pertenece al dominio central, según la división efectuada por Bellido *et al.* (1981), del Sistema Central. Las características principales de este dominio son, por una parte, el afloramiento de materiales preordovícicos con un metamorfismo de

grado alto y, por otra, la presencia de amplias zonas que alcanzan el grado de anatexia y existencia de granitoides tardihercínicos. Posteriormente, Capote *et al.* (1982) elaboran una nueva clasificación dividiendo el Sistema Central en tres complejos principales: Somosierra, Guadarrama y Gredos, limitados entre sí mediante cabalgamientos dúctiles de dirección norte-sur. Dentro de esta división, la hoja de Turégano estaría incluida en el complejo de Guadarrama, con presencia de metamorfismo regional intenso, escaso afloramiento de granitoides y estructura hercínica de pliegues tumbados y cabalgamientos dúctiles.

Sobre los materiales descritos constituyentes del zócalo, se encuentran sedimentos de edad mesozoica y cenozoica. Los primeros tienen edad cretácica y afloran según bandas alargadas de dirección NE-SO, controladas por la reactivación de los desgarres tardihercínicos de igual dirección. Los materiales de la base son siliciclásticos, de ambiente continental, mientras que el resto son fundamentalmente dolomías y margas de ambiente de plataforma somera y llanuras de marea (Alonso y Mas, 1977; Alonso, 1981; Alonso y

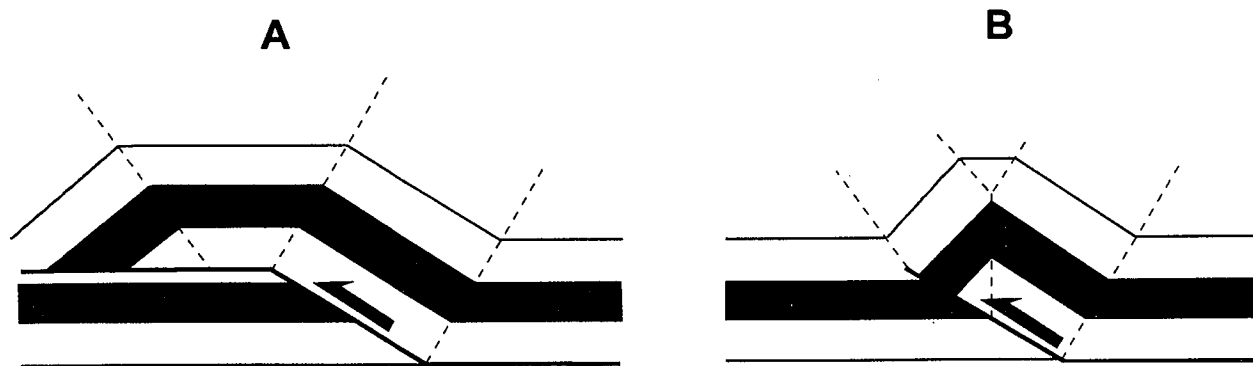


Figura 2.- Diferencias geométricas entre un pliegue de tipo *fault-bend* (a) y otro de propagación de falla (b).

Mas, 1982). Las deformaciones del zócalo afectan a las series cretácicas originando pliegues monoclinales con vergencia al NO o SE, que aparecen, con frecuencia, decapitados por la acción de la erosión o de las fallas.

Por lo que respecta a los materiales cenozoicos, aparecen ampliamente distribuidos por la zona, fundamentalmente en la parte noroeste. Se apoyan tanto sobre los sedimentos mesozoicos como sobre las rocas metamórficas, siempre discordantemente, y están constituidos principalmente por depósitos siliciclásticos continentales originados en ambientes de abanicos aluviales a partir de la erosión del zócalo y de la cobertera cretácica, predominando los depósitos de edad paleógena. Estos se encuentran afectados por los cabalgamientos alpinos, presentando fuertes buzamientos en sus proximidades, que se van suavizando a medida que nos alejamos de ellos, llegando incluso a disponerse horizontales. Los materiales miocenos, muy escasos en la zona, son también siliciclásticos, correspondiendo a facies de abanicos aluviales. Generalmente, aparecen discordantes sobre los sedimentos paleógenos. De todos los trabajos llevados a cabo sobre los materiales cenozoicos, cabe destacar los de Leguey *et al.*, (1976), Leguey *et al.* (1984), Portero y Aznar (1984), Pol *et al.* (1977) y Corrales *et al.* (1978), en los que se describen las series terciarias, los medios sedimentarios en los que se generaron y su relación con la tectónica alpina.

En los últimos años, gran número de autores han intentado explicar la formación del Sistema Central durante la tectogénesis alpina, mediante modelos como los de Warburton y Alvarez (1989), Vegas *et al.* (1990), Capote *et al.* (1990), Banks y Warburton (1991), De Vicente y González Casado (1991) y De Vicente *et al.* (1994), con diferencias importantes en cuanto al mecanismo de deformación que originó la cadena. Asimismo, existen estudios sobre estructuras alpinas en zonas próximas, como son los de Cadavid *et al.* (1971), y Sánchez Serrano *et al.* (1993).

El objetivo perseguido en este trabajo es la determinación de la geometría de las fallas que ha originado los pliegues observados en los materiales mesozoicos y cenozoicos, a partir de la aplicación de distintos mode-

los que relacionan los parámetros geométricos de dichas estructuras. Se pretende con ello dar una solución posible a la geometría de estructuras que en muchas ocasiones no son visibles por quedar ocultas bajo los materiales de la cobertera. Para ello, se ha hecho necesaria la elaboración de una cartografía de los pliegues alpinos y fallas relacionadas con ellos, así como la toma de datos para definir los principales elementos geométricos de dichos pliegues (buzamiento de los flancos, ángulo interflancos, etc). Esta cartografía ha dado lugar al mapa que se muestra en la figura 1, donde se indican con trazo continuo las fallas observadas, y con trazo discontinuo las que no afloran en superficie por estar cubiertas por materiales terciarios y cuaternarios. Estas últimas se han deducido a partir de observaciones de campo, como por ejemplo presencia de pliegues en afloramientos cretácicos aislados (sur de Cantimpalos), cambios en la dirección y geometría de los pliegues, así como terminaciones bruscas de los cabalgamientos.

Características de los pliegues

Los 22 pliegues analizados en la zona de estudio, situada en la hoja nº 457 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, Turégano, generados durante la orogenia alpina, corresponden a pliegues de propagación de falla, no encontrándose ninguno que se pueda clasificar como *detachment fold* o *fault-bend fold*. Para que sean posibles pliegues de tipo *detachment fold*, es necesaria la existencia de un nivel de comportamiento dúctil que actúa como despegue, caso que no se observa en la zona. Teniendo en cuenta la estratigrafía local, este nivel dúctil sólo podría corresponder a las arenas de la facies Utrillas o, en su defecto, a algún nivel margoso presente en las formaciones dolomíticas de la serie mesozoica. Sin embargo, en diversos puntos de la zona ha podido comprobarse cómo las arenas que constituyen la base de la serie cretácica se han comportado de manera competente y solidaria con el conjunto de los materiales dolomíticos, ya que es frecuente observar cómo han sido plegadas concordantemente con las formaciones de dolomías más competentes que ellas, sin que se aprecien diferencias importantes de compor-

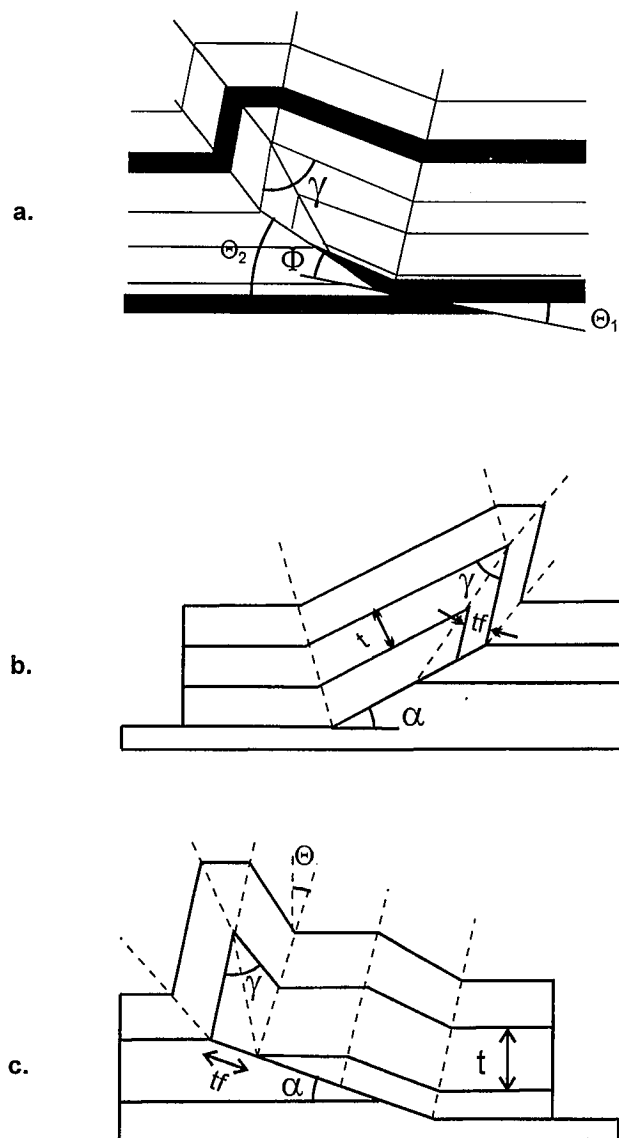


Figura 3.- Parámetros geométricos utilizados en los distintos modelos de pliegues de propagación de falla. a) Modelo de Suppe y Medwedeff (1990): γ es el ángulo interflancos del anticlinal, θ_2 es el buzamiento de la parte frontal de la falla, θ_1 representa el buzamiento de la parte trasera de la falla y ϕ es el cambio de buzamiento de la falla. b) Modelo de Jamison (1987): γ es el ángulo interflancos del anticlinal, α representa el buzamiento de la rampa de la falla, t_f es el espesor del flanco frontal del anticlinal, mientras que t indica el espesor del flanco trasero del mismo. c) Modelo de Chester y Chester (1990): γ, α, t_f y t como en el modelo anterior, mientras que 2θ es el buzamiento del flanco trasero del anticlinal.

tamiento entre ambos materiales. Otro rasgo observado que apoya la idea anterior es que las arenas aparecen cortadas por los cabalgamientos, mientras que lo habitual en aquellos materiales dúctiles que sirven como nivel de despegue es que se deformen fuertemente, mucho más que los materiales suprayacentes, y que rellenen los núcleos de los anticlinales, presentando por tanto variaciones de espesor muy importantes a lo largo de una estructura determinada. Este hecho nunca se ha observado en la zona estudiada, donde las arenas en facies Utrillas conservan el espesor en las distintas partes de los pliegues. En cuanto a los niveles margosos

intercalados entre los materiales dolomíticos, no tienen una potencia suficiente para servir como nivel de despegue capaz de generar estructuras importantes, ya que es siempre muy reducida. Por otra parte, en aquellas zonas donde aparecen estos niveles margosos no se ha observado nunca la presencia de despegues, ni tan siquiera de carácter local, manifestándose únicamente reducciones del espesor de estos niveles en los flancos frontales fuertemente deformados de los anticlinales. Todos estos hechos apuntan a que no se dan las condiciones estratigráficas ni mecánicas necesarias para la generación de este tipo de pliegues.

En el caso de los *fault-bend folds*, sus características son muy semejantes a los pliegues de propagación de falla y, por tanto, presentan una mayor probabilidad de generarse que los *detachment folds*. Sin embargo, este tipo de pliegues necesita la presencia de niveles menos competentes a través de los cuales se propaga la falla en forma de rellanos o zonas de muy bajo buzamiento, y estos niveles menos competentes, por las causas que acabamos de describir, no parecen estar presentes. Este mecanismo de formación de pliegues da lugar a la aparición de estrías en los planos de estratificación como consecuencia del deslizamiento en las zonas de rellano de la falla, estructuras que no se han observado en ningún punto de la zona de estudio. Únicamente se ha podido constatar la presencia de estrías según los planos de estratificación en los pliegues, como consecuencia del deslizamiento banco sobre banco que tiene lugar en la formación de los mismos, sin estar relacionadas con el desarrollo de los cabalgamientos sino, únicamente, con la cinemática de formación de los pliegues. Uno de los criterios geométricos que permite diferenciar un pliegue de propagación de falla de un *fault-bend fold* es que, en el primero, las capas que se encuentran sobre la zona de rampa de la falla están truncadas por la misma, mientras que, en el segundo, estas capas son paralelas a la rampa de la falla, y son las capas que se encuentran en el rellano superior de dicha falla las que están truncadas por ella (Fig. 2). Por otro lado, no ha podido observarse en ningún caso la presencia de capas interrumpidas por niveles de falla subhorizontales, como correspondería a un *fault-bend fold*, aunque sí aparecen estructuras semejantes que se han interpretado como fractura de pliegues de propagación de falla a favor de la superficie axial sinclinal, siempre con un buzamiento de la falla mayor que el que correspondería a un posible rellano. Por último, la generación de un pliegue de este tipo da lugar a una duplicación de parte de la cobertera sedimentaria, hecho este que no se ha podido observar en ninguno de los pliegues estudiados. Este modelo de *fault-bend fold* ha sido utilizado por algunos autores (Warburton y Álvarez, 1989) para explicar la formación de pliegues como el de la localidad de Sepúlveda, no muy lejos del área tratada aquí, pero, como ha sido ya indicado en otros trabajos (De Vicente y González Casado, 1991), las observaciones de campo no confirman este modelo por no existir la mencionada duplicación de la serie cretá-

NO

SE

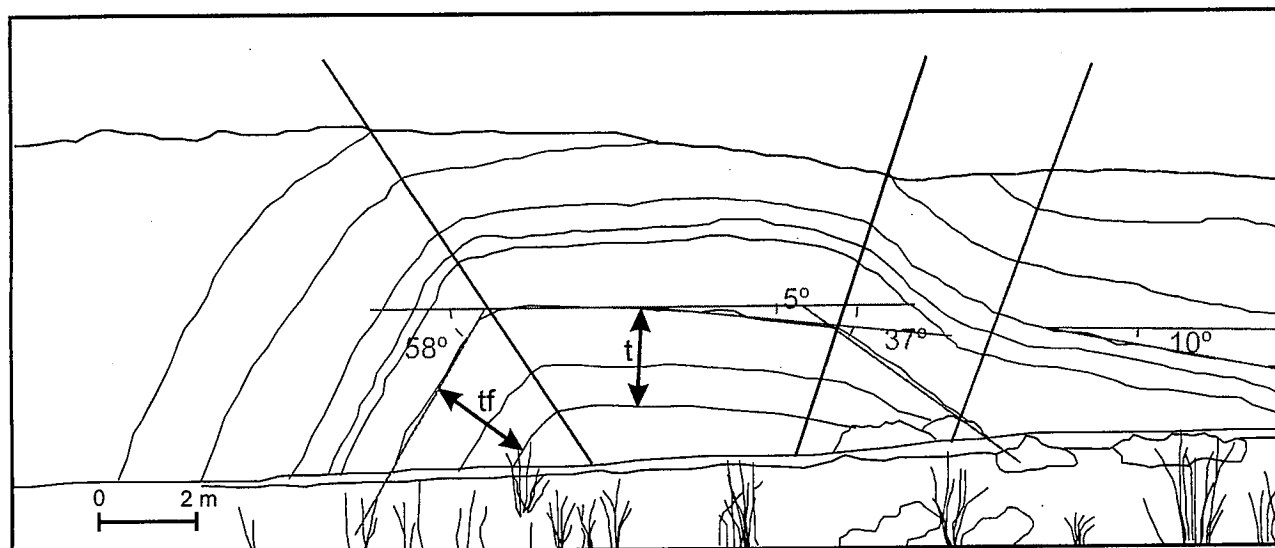


Figura 4.- Esquema de la geometría que presenta en el afloramiento el pliegue próximo a la localidad de Bernuy de Porreros, indicándose los elementos geométricos utilizados en el modelo.

cica, ajustándose mejor un modelo del tipo de propagación de falla.

Características de los modelos

Por todo lo expuesto anteriormente, todos los pliegues estudiados han sido tratados mediante los modelos de pliegues de propagación de falla, y por lo tanto se han utilizado los modelos propuestos por Suppe y Medwedeff (1990), Jamison (1987) y Chester y Chester (1990) para este tipo de pliegues (Gómez Ortiz, 1995). Los tres proporcionan una solución rápida y similar siempre que podamos observar en el afloramiento el ángulo interflancos del anticlinal o la geometría de la falla, junto con la relación de espesores entre el flanco frontal del anticlinal y el flanco trasero (Fig. 3). Cuando no se conoce alguno de estos parámetros, hay una mayor imprecisión en el resultado, ya que es necesario partir únicamente de medidas referentes a la estructura sinclinal, que nos pueden proporcionar de manera indirecta datos de la geometría de la falla y del ángulo interflancos del anticlinal.

Otro aspecto importante a destacar en los modelos es que se han utilizado tres distintos ya que presentan diferencias entre ellos en cuanto a la concepción del modelo. En general, los tres consideran la posibilidad de que los espesores de los flancos del pliegue varíen y se admite una variación de espesor para el flanco frontal que es el que soporta la mayor deformación, pudiendo dar lugar según el caso a un engrosamiento o adelgazamiento del mismo. En el modelo de Suppe y Medwedeff (1990) se contemplan dos casos por separado, bien la posibilidad de que haya diferencias de espesor entre los flancos, o bien que presenten el mismo espesor. En los otros dos modelos, la situación

en que los dos flancos presentan el mismo espesor se contempla como un caso particular y no como un modelo aparte del general.

Otra diferencia a tener en cuenta se refiere a la relación entre el ángulo de la falla y el buzamiento del flanco tendido del sinclinal. En el modelo de Jamison (1987), se considera que tanto el flanco tendido del pliegue como la falla que lo origina son paralelos, y por tanto presentan el mismo buzamiento. Esto podría considerarse una simplificación respecto a los otros dos modelos en los que el flanco trasero del pliegue no tiene necesariamente el mismo buzamiento que la falla, y por tanto hay una mayor variedad en cuanto a la geometría.

En el modelo elaborado por Chester y Chester (1990), se considera la posibilidad de que la falla sea anterior al pliegue, es decir, que una falla o una superficie de discontinuidad preexistente se active para funcionar como falla inversa, con lo que la parte trasera del pliegue, con características más semejantes a un *fault-bend fold*, es debida a la presencia de una falla anterior al pliegue, y la parte delantera es un pliegue de propagación de falla propiamente dicho. En los otros dos modelos, sólo se contempla el caso en el que la falla y el pliegue son contemporáneos.

La última diferencia destacada entre los tres modelos hace referencia al grado de detalle con que se describe la geometría completa de la estructura. En este caso, el modelo de Suppe y Medwedeff (1990) no sólo expresa la relación existente entre los ángulos interflancos y la geometría de la falla, sino que informa acerca de la relación entre la anchura de los flancos del anticlinal, así como entre su altura. Esta información es vital para reconstruir la estructura completa cuando, por efecto de la erosión o por estar cubiertos por otros

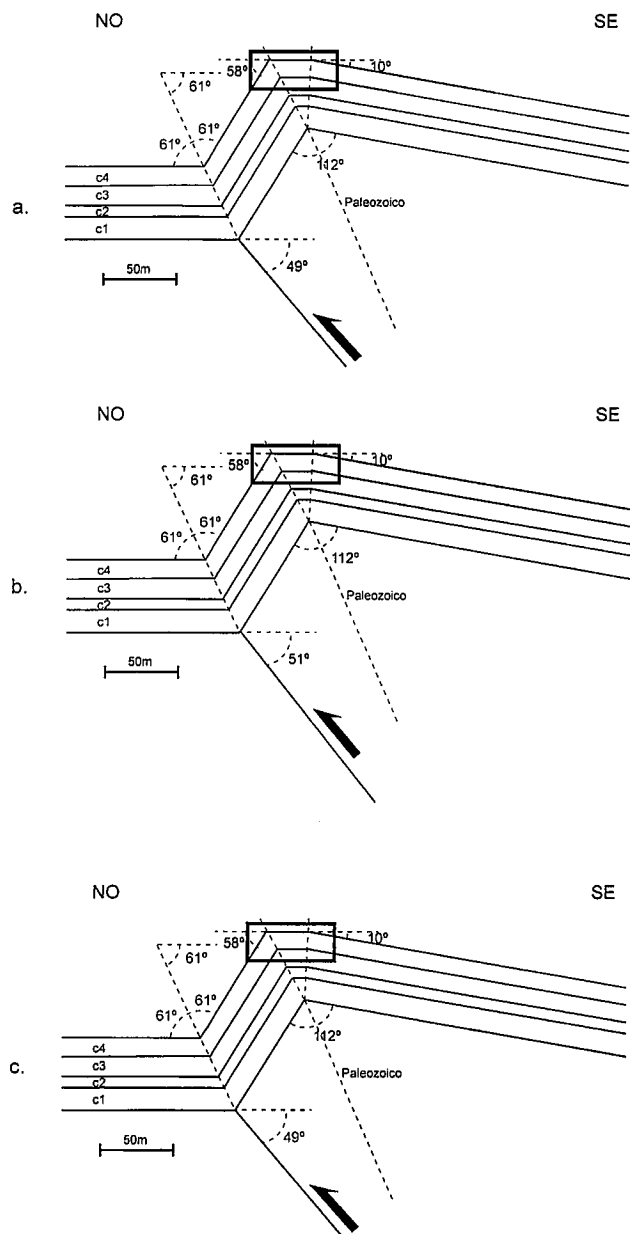


Figura 5.- Soluciones obtenidas para la geometría de la falla correspondientes al pliegue de la figura anterior. a, b y c representan las soluciones aportadas por los modelos de Suppe y Medwedeff (1990), Jamison (1987) y Chester y Chester (1990) respectivamente. c1: Arenas y gravas en facies Utrillas. c2: Dolomías de Caballar. c3: Areniscas dolomíticas de Hontoria. c4: Dolomías de Montejo. T: Terciario (Paleógeno). Estas unidades son las mismas para todas las figuras. El recuadro negro representa el área observada en la figura 4.

materiales, no se observa en el campo la anchura de los flancos. Otra ventaja de este modelo es que además de conocer el buzamiento de la parte superior de la falla, permite obtener su variación en profundidad. Los otros dos modelos únicamente llegan a determinar la relación entre el ángulo interflancos del anticlinal y el buzamiento de la parte superior de la falla, pero no dan información sobre las relaciones entre los flancos del pliegue ni la variación de la forma de la falla en profundidad.

Un aspecto importante a tratar es el de la aplicabilidad de los modelos al caso concreto del Sistema Central. Todos ellos están contruidos para el caso de fallas que

generan pliegues en materiales sedimentarios, pero no contemplan directamente el caso de fallas que se propagan desde materiales metamórficos hacia la cobertera sedimentaria. En todos los modelos, los materiales que se encuentran directamente por encima de la falla se plegando dando lugar a un anticlinal más o menos apretado, con geometría generalmente de tipo *kink*. Cuando materiales metamórficos correspondientes al basamento están implicados en una estructura de este tipo, presentan unas características mecánicas similares a las de una secuencia sedimentaria y, por tanto, pueden plegarse de forma semejante a los sedimentos de la cobertera situados sobre ellos. En nuestro caso, los materiales del basamento están integrados fundamentalmente por ortoneises, constituyendo una serie muy homogénea y resistente al plegamiento. Es difícil explicar bajo qué condiciones podría un ortoneis glandular plegarse de la misma manera que lo haría una alternancia de calizas y margas sobre él y, debido a esto, los modelos presentan un problema desde el punto de vista mecánico para explicar la deformación de los materiales del basamento dentro de los núcleos de los pliegues. No obstante, existen muchos casos citados en los cuales estructuras que se ajustan bien a los modelos de pliegues de propagación de falla presentan materiales metamórficos rígidos en el interior de los pliegues (Berg, 1962; Narr y Suppe, 1989). Las distintas soluciones pasan por mecanismos que implican bien deformación dúctil de los materiales metamórficos, caso que no se ha observado que corresponda a nuestra zona, o bien deformación frágil de los mismos. Esta se puede manifestar por el desarrollo de múltiples fallas paralelas, probablemente aprovechando los planos de foliación existentes, con una geometría en escalera. Otra posibilidad sería la presencia de dos fallas principales, una de ellas con su extremo situado en el plano axial sinclinal y la otra con su extremo en el plano axial anticlinal, entre las cuales se produciría una rotación de los materiales del basamento y algo de deformación interna. Con estos mecanismos se justificaría la aplicación de modelos desarrollados para materiales sedimentarios en el caso de pliegues con implicación del basamento en su núcleo.

Modelos geométricos de los pliegues

Dentro de los pliegues estudiados hay gran variedad de formas: asimétricos, con flanco invertido, simétricos e incluso puede haber desaparecido el pliegue y solo aflorar la falla acompañante. Todos ellos se pueden agrupar dentro de la clase de los pliegues monoclinales y su geometría es de tipo *kink*.

Del conjunto de pliegues estudiados (Fig. 1), se van a describir una serie de ellos, indicando la solución que ofrece cada uno de los tres modelos aplicados y mostrando la geometría obtenida.

Pliegues en los que aflora anticlinal y sinclinal

De los 22 pliegues estudiados, 6 pertenecen a este conjunto y están expresados en el mapa de la figura 1

PLIEGUE DE PAVÍA

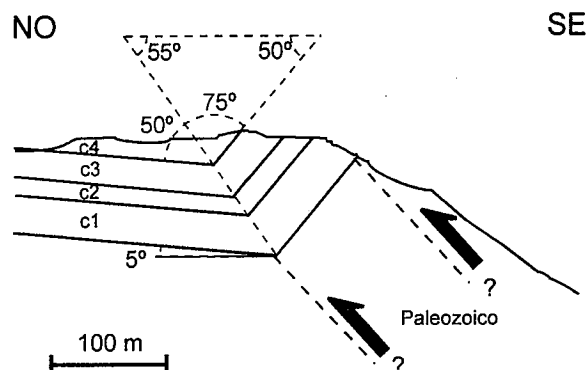
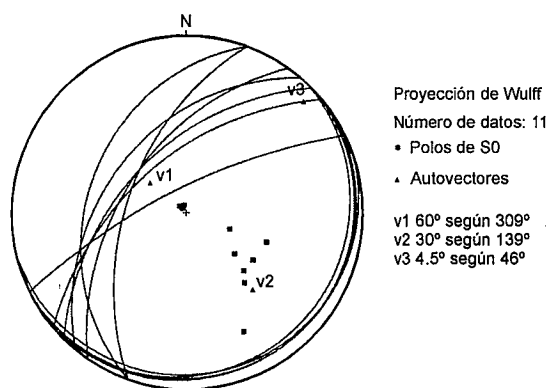


Figura 6.- Proyección estereográfica de los datos de estratificación del pliegue próximo a la localidad de Pavía, junto con el esquema de los elementos geométricos observados para dicho pliegue en el afloramiento.

por los números 5, 11, 14, 16, 17 y 18. De todos ellos, se ha elegido para su descripción el nº 5, que aflora en la localidad de Bernuy de Porreros, y cuyos principales parámetros medidos en el campo se observan en la figura 4. Es un pliegue muy asimétrico, con vergencia al NO y eje subhorizontal. La relación de espesores, t_f/t , es igual a 1. En el esquema se observa un pequeño pliegue, de escala métrica, asimétrico y con un buzamiento del flanco frontal de 37° , que aparece en la zona de cresta del pliegue principal, este último de escala decamétrica. Hemos interpretado este pliegue menor como debido a una falla antitética respecto a la falla principal, probablemente debida a la falta de espacio originada en el núcleo del anticlinal. Dicho pliegue menor supone un retoque de la zona central plana del pliegue de propagación de falla, y por lo tanto no está considerado en los modelos teóricos, pero, debido a su escaso tamaño respecto al pliegue principal, podemos prescindir de él y utilizar los valores de 58° para el buzamiento del flanco frontal y 10° para el buzamiento del flanco trasero en la determinación de la geometría de la falla.

Al aplicar el modelo de Suppe y Medwedeff (1990) para espesor constante, con los datos de buzamiento del flanco frontal, 58° , y del trasero del anticlinal, 10° , el buzamiento de la falla es de 49° (Fig. 5a), con pérdida de buzamiento en profundidad de 7° . Con el modelo de Jamison (1987), a partir del valor del ángulo interflancos del anticlinal, 112° , y de la relación de espesores, 1, se obtiene un valor para el buzamiento de la falla de 51° (Fig. 5b). Finalmente, el de Chester y Chester (1990), usando los ábacos que proporciona el autor, nuevamente da un valor de 49° (Fig. 5c). En estas figuras se indica con un recuadro negro la parte del pliegue que es visible en el afloramiento cuyo esquema representa la figura 4. En los modelos no se ha dibujado el pliegue menor por no tener apenas representación debido a su escala.

Estos cálculos se han repetido suponiendo que el anticlinal está erosionado y sólo aparece el sinclinal. En este caso, se observa que el valor obtenido para la

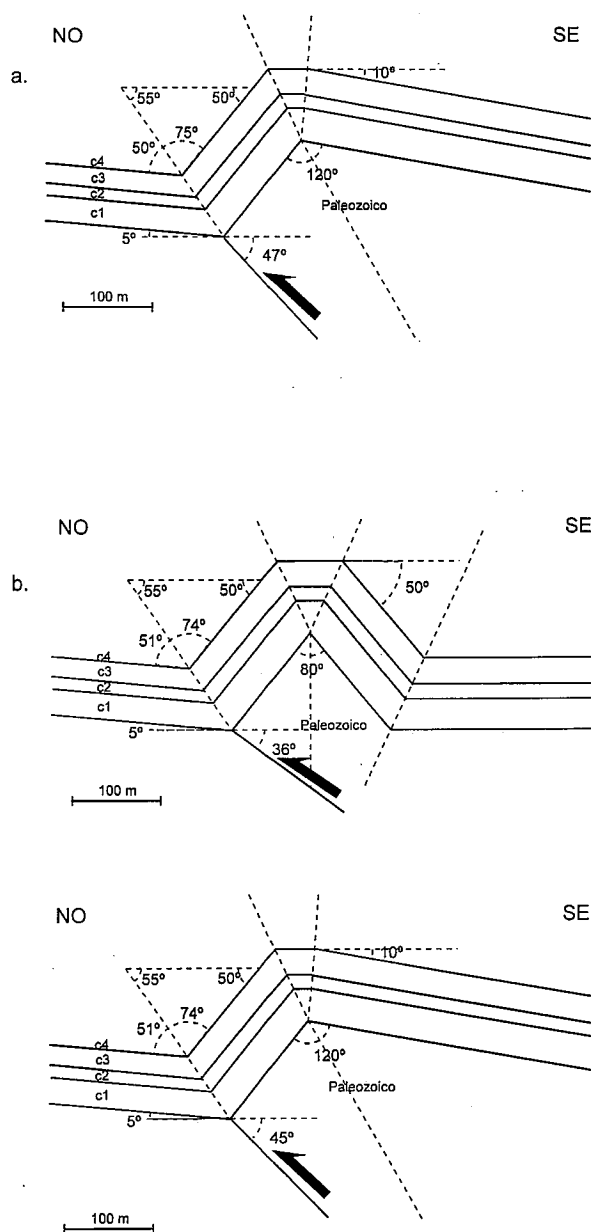


Figura 7.- Soluciones obtenidas para el pliegue de la figura anterior. a) Resultado aportado por el modelo de Jamison (1987). b) Las dos geometrías que representan los casos extremos de la solución del modelo de Chester y Chester (1990).

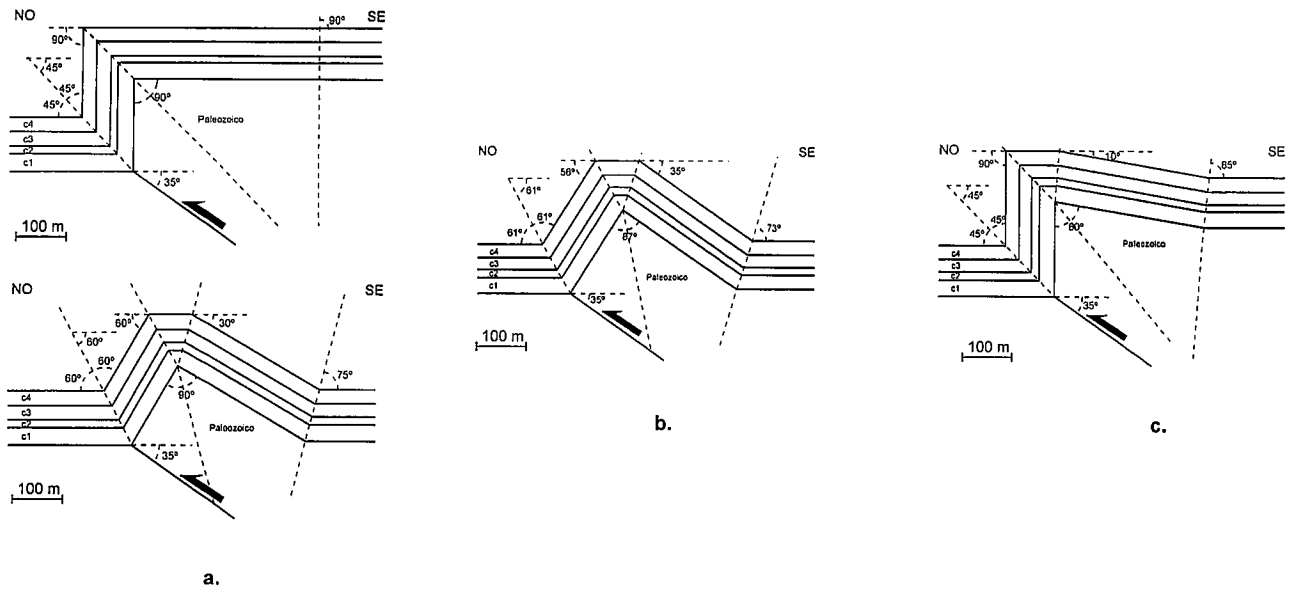


Figura 8.- Geometrías predichas por los distintos modelos para el caso de la falla de Arahuetes. a) Las dos soluciones extremas aportadas por el modelo de Suppe y Medwedeff (1990). b) Geometría del pliegue obtenida mediante el modelo de Jamison (1987). c) Idem para el modelo de Chester y Chester (1990).

falla aplicando la fórmula que cita Jamison (1987), que relaciona el ángulo interflancos del sinclinal con el buzamiento de la falla mediante la relación:

$$\beta_1 = \tan^{-1}[(2 \sin \alpha)(2 \cos \alpha - 1)]$$

siendo: α = buzamiento de la falla; β = ángulo entre el plano axial sinclinal y el flanco tendido del sinclinal es siempre menor que el obtenido a partir de los datos del anticlinal, en un rango de valores entre 9° y 18° , con una diferencia media de 13° . Para este caso, el valor obtenido de buzamiento de la falla es de 33° , con una diferencia de 18° sobre el conocido a partir del anticlinal. Esta variación se ha detectado en todos aquellos pliegues en los que se conoce la estructura completa, y supone un problema a la hora de intentar determinar mediante este método el buzamiento de la falla con datos únicamente de la geometría sinclinal.

Pliegues en los que sólo aflora el sinclinal

Son ocho pliegues, que corresponden a los números 1,2,3,12,15,20,22 y 6, aunque de este último sólo aparece el flanco frontal. Se han aplicado los tres modelos teniendo en cuenta que a la solución obtenida con el modelo de Jamison, habrá que sumarle una media de 13° para alcanzar la solución real. De todos ellos se describe el pliegue número 1, cercano a la localidad de Pavía, donde se han obtenido las medidas que se observan en la figura 6, y cuya relación de espesores es de 1.26, lo que indica que el flanco frontal presenta un 26% de engrosamiento respecto al flanco tendido tanto en las unidades cretácicas dolomíticas como en las siliciclásticas,

cas, y está restringido al flanco con fuerte buzamiento del pliegue. Este engrosamiento muy localizado no está relacionado con las variaciones en el espesor de las formaciones sedimentarias descritas por algunos autores que se extienden durante kilómetros (Alonso y Mas, 1982; Gil *et al.*, 1993) y que corresponden a la actividad de fallas sinsedimentarias.

Al aplicar el modelo de Suppe y Medwedeff (1990), en este caso de eje fijo, para un buzamiento de flanco frontal de 50° , el modelo predice un buzamiento para el flanco trasero de 80° , solución no válida ya que el pliegue tendría una vergencia opuesta a la observada en el campo. Este modelo no nos explica, por tanto, la geometría observada. El modelo de Jamison (1987), a partir del ángulo entre el flanco tendido y el plano axial del sinclinal, da un valor de buzamiento de la falla de 34° , que, al sumarle los 13° considerados como media, da un resultado final de 47° . En función de éste, el ángulo interflancos del anticlinal sería de 120° y el buzamiento del flanco trasero, 10° (Fig. 7a).

El modelo de Chester y Chester (1990) también permite conocer el ángulo de falla de forma indirecta. Con el buzamiento del flanco frontal, se calcula el ángulo $(2\theta + \gamma)$, donde 2θ es el buzamiento del flanco trasero del anticlinal y γ es el ángulo interflancos, siendo su valor de 130° , y consideramos los dos casos extremos (Fig. 7b):

- El máximo buzamiento posible del flanco tendido es de 50° , por tanto el valor de γ sería de 80° . Teniendo en cuenta el 26% de engrosamiento, el valor del buzamiento de la falla es de 36° .

- El menor buzamiento posible para el cual el modelo tiene solución es de 10° , con ángulo interflancos de 120° , por tanto el buzamiento de la falla es de 45° .

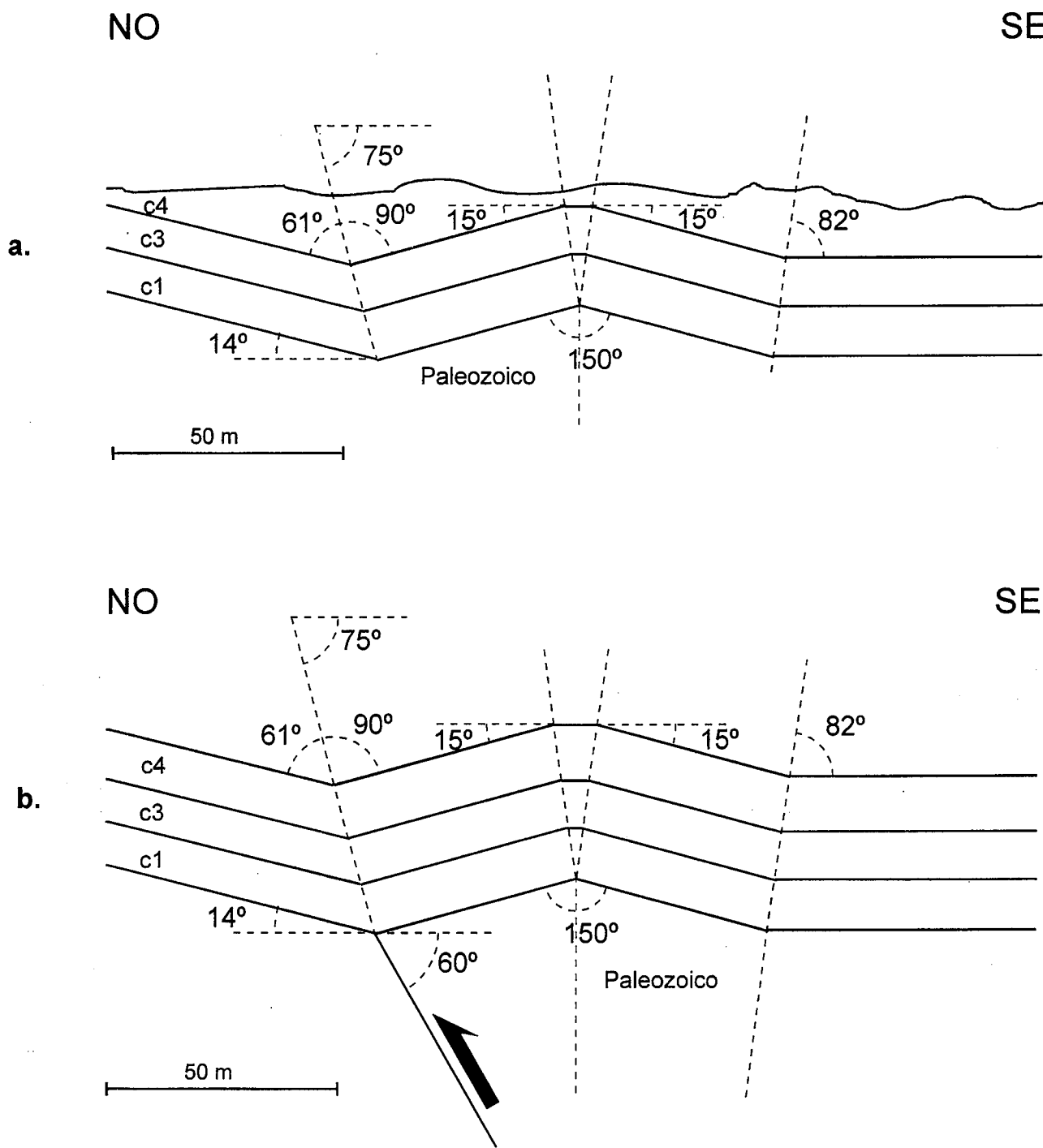


Figura 9.- Resultado obtenido para el caso de un pliegue simétrico. a) Esquema de las relaciones geométricas observadas en el afloramiento. b) Solución aportada por el modelo de Chester y Chester (1990).

El rango de posibles valores está comprendido entre 36° y 45°. En la figura 7 se muestran las soluciones correspondientes a los modelos.

Predicción de la geometría de posibles pliegues asociados a una falla observada

Aunque pueden presentarse situaciones en las que un pliegue de propagación de falla pase lateralmente a una falla simple, en la zona de estudio no se observa ningún caso de este tipo, y siempre a una

falla de basamento que entra en contacto con la covertera le corresponde un pliegue, como se aprecia en la cartografía presentada en la figura 1. Esto nos lleva a pensar que, en aquellas zonas en las que la erosión deja ver materiales cretácicos sin plegar en contacto con el basamento mediante falla, la solución más correcta sea que dicha erosión haya desmantelado el pliegue permitiéndonos observar la geometría de la falla. Podemos realizar por lo tanto un intento de reconstruir la forma del posible pliegue utilizando los parámetros geométricos observados de la falla.

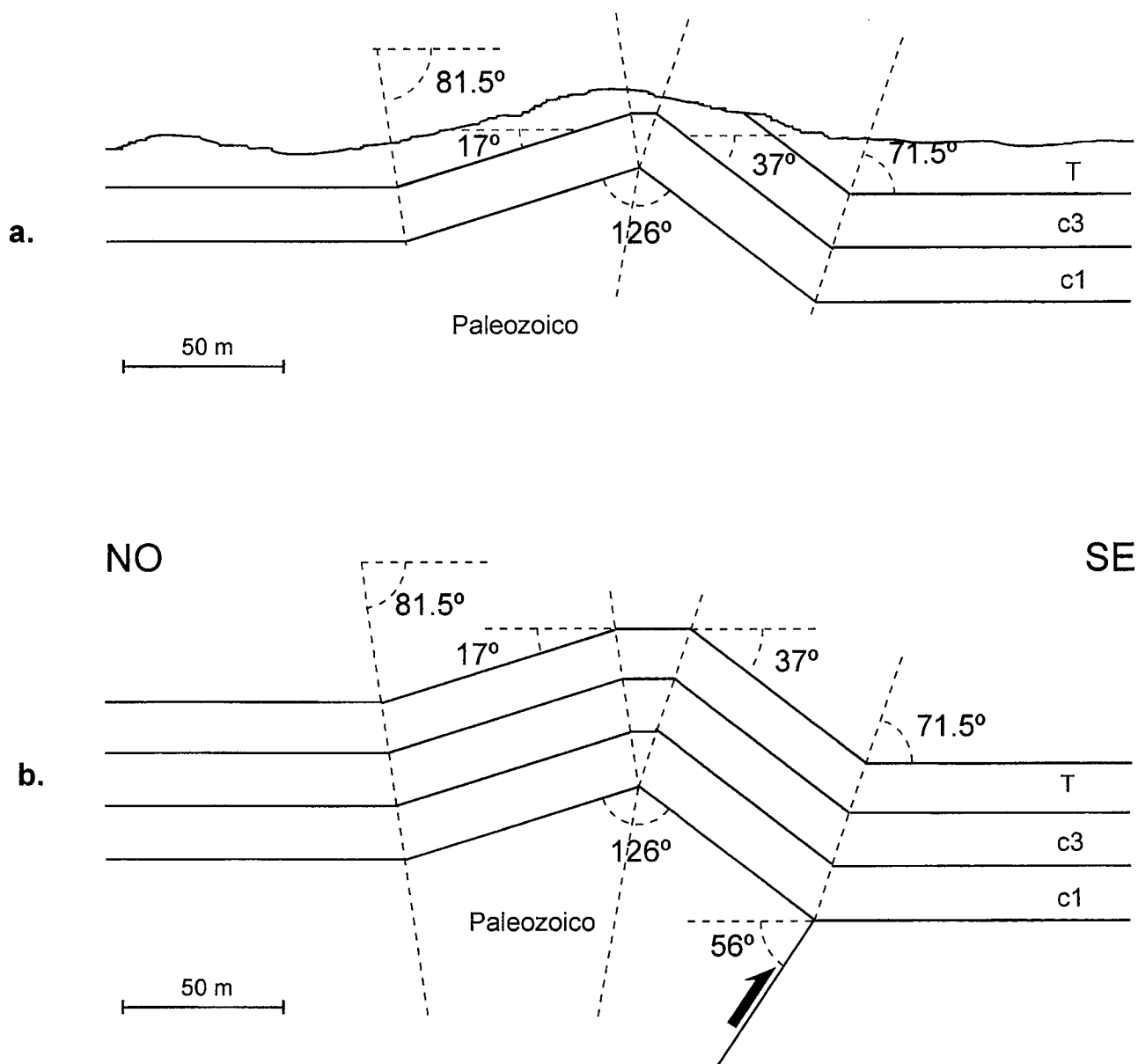


Figura 10.- Ejemplo de pliegue asociado a un retrocabalgamiento. a) Parámetros geométricos obtenidos a partir del análisis del afloramiento. b) Solución proporcionada para el buzamiento de la falla por los modelos de Suppe y Medwedeff (1990) y Chester y Chester (1990).

Existe únicamente una situación de este tipo, en relación a la falla situada cerca de la localidad de Arahuetes, y corresponde al n° 4 de la figura 1. Los materiales cretácicos afloran prácticamente horizontales y sobre ellos se apoyan los neises del basamento a favor de una falla inversa que buza 35° SE. Al aplicar los modelos, suponemos que no ha habido variación de espesor, ya que es el caso más general observado en todos los modelos realizados.

Para un buzamiento de la falla de 35° , el modelo de Suppe y Medwedeff (1990) predice que el ángulo entre el flanco tendido del sinclinal y el plano axial variará entre 45° y 60° , con disminución en profundidad entre 5° y 30° , respectivamente, y con un valor de ángulo interflancos del anticlinal de 90° . Con estos datos, el buzamiento del flanco trasero del anti-

clinal oscilará entre 0° y 30° . Para los casos de un ángulo interflancos sinclinal de 90° y de 120° , las soluciones se muestran en la figura 8a.

El modelo de Jamison (1987) predice un valor para el ángulo interflancos del anticlinal de 87° , muy semejante al anterior. Por tanto, el ángulo entre el flanco tendido del sinclinal y su plano axial será de 61° . La geometría que predice el modelo se muestra en la figura 8b.

Por último, utilizando los ábacos correspondientes al modelo de Chester y Chester (1990), el valor del ángulo interflancos del anticlinal será de 80° , con lo que la suma de buzamientos del flanco trasero y frontal del anticlinal sería de 100° . Suponiendo un valor de flanco frontal próximo a los 90° como en los casos anteriores, el flanco trasero del anticlinal tendría un buzamiento de 10° . La solución se muestra en la Figura 8c.

Pliegues prácticamente simétricos

Este grupo está formado por cinco pliegues, correspondientes a los números 7,8,9,10 y 13 de la figura 1. Todos ellos se caracterizan por una asimetría muy poco marcada, e incluso, como sucede con el número 13, se trata de un pliegue sin vergencia, con un ángulo interflancos muy grande y un 15% de engrosamiento del flanco frontal. Lateralmente hacia el este, el flanco frontal del pliegue va ganando buzamiento hasta presentar vergencia al NO, por lo que la falla debe buzarse al SE, ya que todos los modelos contemplan un buzamiento de la falla opuesto al buzamiento del flanco frontal del pliegue. Los datos de campo se muestran en la figura 9a.

El modelo de Suppe y Medwedeff (1990) no considera pliegues que presenten un buzamiento tan bajo del flanco frontal, por lo que no se puede aplicar en este caso. Tampoco se puede aplicar el de Jamison (1987), ya que no considera geometrías con un ángulo interflancos anticlinal mayor de 120°. El de Chester y Chester (1990) sí es aplicable, y da un valor para el buzamiento de la falla de 60° (Fig. 9b).

Pliegues asociados a retrocabalgamientos

Existen sólo dos, correspondientes a los números 19 y 21. Se describe el primero de ellos, que aflora cerca de las Casas de Covatillas, con la geometría que muestra la figura 10a. Se trata de un pliegue con vergencia contraria a todos los estudiados hasta ahora, lo que indica su origen ligado a un retrocabalgamiento. No se observa variación de espesor a lo largo del pliegue.

Al aplicar el modelo de Suppe y Medwedeff (1990) de espesor constante, se obtiene un valor de buzamiento de la falla de 56°, con una pérdida de buzamiento en profundidad de 8°. La figura 10b muestra la geometría resultante. El modelo de Jamison (1987) no se puede aplicar porque el valor del ángulo interflancos es mayor de 120°, pero para este ángulo el buzamiento de la falla sería de 58°. Finalmente, el modelo de Chester y Chester (1990) nos da nuevamente un valor de 56°, exactamente igual que en el primer caso.

Comparación de los distintos modelos

Una vez estudiados todos los pliegues para cada uno de los tres modelos utilizados se han proyectado en un gráfico las relaciones geométricas pliegue-falla de todas aquellas estructuras con solución para ese modelo. El resultado ha sido el siguiente:

Modelo de Jamison (1987).- La mayor parte de los pliegues presentan espesor constante, excepto el número 1 (engrosamiento de flanco frontal) y el 3 (adelgazamiento de flanco frontal) (Fig. 11). Se pueden distinguir dos grupos en función del ángulo de buzamiento de la rampa: el primero formado por los pliegues 19 y 21, con buzamiento cercano a los 60°, y el segundo que engloba a todos los demás, donde el buzamiento está entre 30° y 48°.

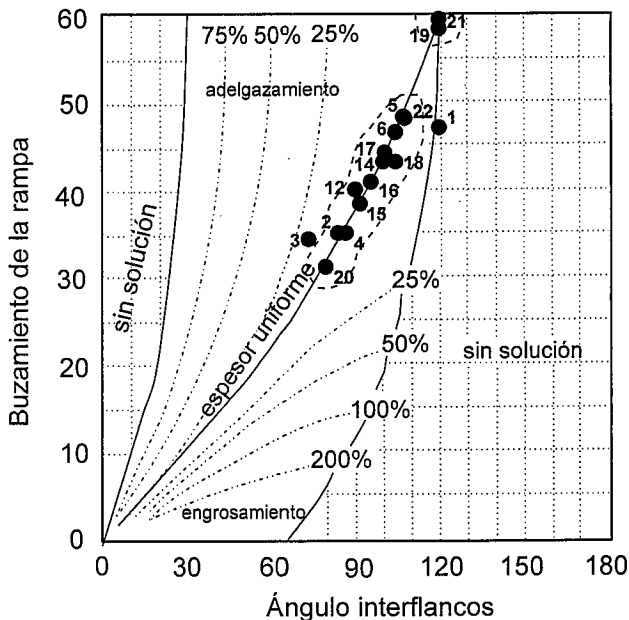


Figura 11.- Proyección de los datos de todos los pliegues tratados mediante el modelo de Jamison (1987).

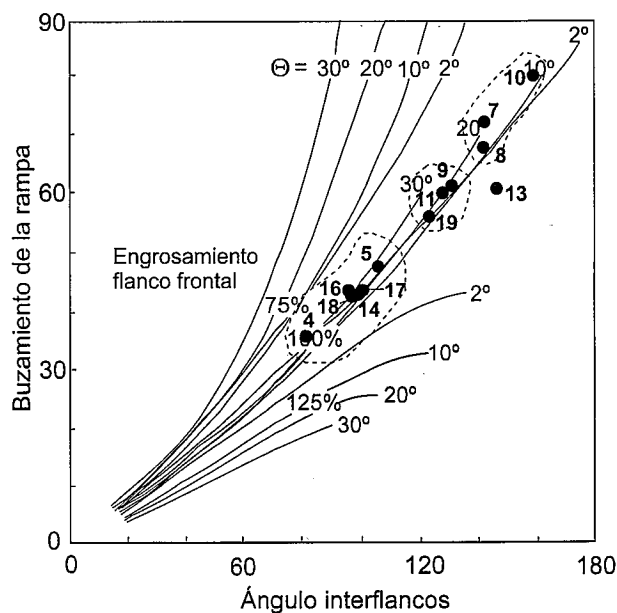


Figura 12.- Ábaco de Chester y Chester (1990) donde se han proyectado los datos sobre los pliegues tratados con este modelo. El ángulo θ representa la mitad del buzamiento del flanco trasero del anticlinal.

Modelo de Chester y Chester (1990).- También se observa que la mayor parte de los pliegues se disponen dentro del área en la que el flanco frontal tiene el mismo espesor que el resto del pliegue, excepto el número 13, donde hay engrosamiento de flanco (Fig. 12). En relación con el buzamiento de la falla y el ángulo interflancos, se pueden distinguir los siguientes grupos:

1°.- Formado por los modelos 4, 5, 14, 16, 17 y 18 con buzamiento de la falla entre 35° y 47° y ángulo interflancos entre 80° y 100°. Los flancos forman un

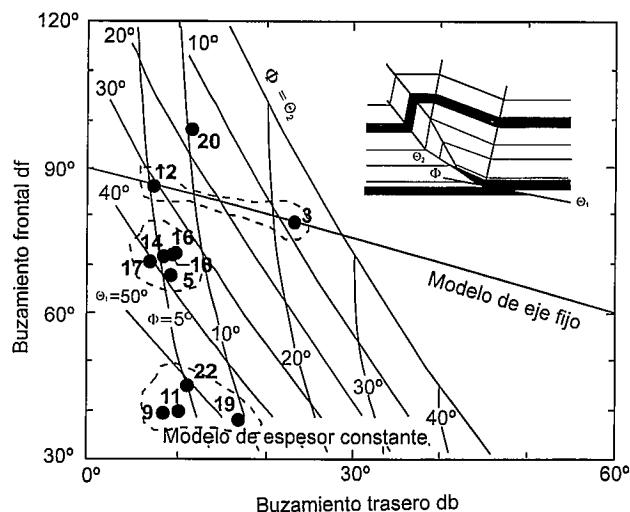


Figura 13.- Proyección de los datos de los pliegues tratados mediante el modelo de Suppe y Medwedeff (1990).

ángulo casi recto.

2°.- Integrado por los modelos 9, 11 y 19, con buzamiento de falla de 60° y ángulo interflancos de 120°. Son fallas con buzamiento alto, asociadas en general a desgarres próximos (9 y 11) que deforman los cabalgamientos o a retrocabalgamientos (19).

3°.- Constituido por los pliegues 7, 8 y 10, con buzamiento de falla muy alto, entre 68° y 80° y ángulo interflancos muy elevado, de 130°. Podría tratarse de pliegues de cobertera que se adaptan a saltos casi verticales de basamento o a tramos de fallas inversas muy verticalizadas.

Modelo de Suppe y Medwedeff (1990).- La proyección de los datos en el diagrama que relaciona el buzamiento de los flancos del anticlinal con la geometría de la falla (Fig. 13), aporta bastantes datos acerca de ésta, ya que determina el buzamiento tanto en la zona de rampa (θ_2) como la pérdida de buzamiento en profundidad de dicha falla (ϕ). Se observa la existencia de dos pliegues que se ajustan al modelo de eje fijo (3 y 12) mientras que el resto se incluyen en el de espesor constante. Dentro de éste, podemos distinguir tres grupos:

1°.- Los pliegues 5, 14, 16, 17 y 18 son debidos a una falla con buzamiento de la rampa próximo a 45° con una pérdida de buzamiento en profundidad de 5°.

2°.- Los pliegues 9, 11, 19 y 22 corresponden a fallas con buzamiento entre 55° y 60°, con pérdida de buzamiento en profundidad de 5° a 10°.

3°.- Un solo modelo, el 20, cuya falla presenta el menor ángulo de buzamiento de todos los modelos estudiados, 31°, con pérdida de buzamiento de 12°.

Influencia de las discontinuidades previas

En diversos trabajos se propone que las fallas alpinas corresponden a estructuras previas reactivadas. Por ejemplo, Alonso y Más (1982) y Gil *et al.* (1993) citan

la presencia de fallas pre-cretácicas que habrían influido en la sedimentación de la plataforma carbonatada, y esas mismas fallas han podido ser reactivadas durante la orogenia alpina para originar los cabalgamientos y fallas inversas. Por otra parte, en los trabajos de De Vicente y González Casado (1991), Sánchez Serrano *et al.* (1993) y De Vicente *et al.* (1994), se cita el carácter reactivado de la mayor parte de las fallas inversas y desgarres deducido del análisis poblacional de fallas, proponiéndose las fracturas tardihercénicas y la esquistosidad hercénica como planos que han sido reactivados, según su orientación, durante la deformación alpina. En este sentido, cabe destacar en la zona un paralelismo entre la orientación de la foliación hercénica, generalmente NE-SO, con la dirección de los principales cabalgamientos cartografiados, lo que hace suponer un aprovechamiento de dichas estructuras durante la etapa de compresión alpina. Por otra parte, el buzamiento medido en dichos planos de foliación en zonas próximas a las fallas alpinas es bastante parecido a los valores de buzamiento de las rampas determinados mediante los modelos de pliegues de propagación de fallas descritos, lo que confirma su papel de estructuras previas reactivadas.

Conclusiones

El estudio demuestra que todos los modelos dan resultados muy semejantes cuando se conoce la geometría de la estructura del pliegue completa. En aquellos casos de afloramientos pobres, es posible acercarse con mayor precisión a la solución final usando al mismo tiempo los tres, ya que al emplear parámetros distintos se consigue disminuir el margen de error obtenido con un solo modelo. La determinación de la geometría de la falla a partir de datos únicamente sobre la forma del pliegue sinclinal presenta una mayor ambigüedad sobre el resultado final, obteniéndose soluciones con mayor dispersión. Para el área estudiada, las fallas inversas que generan los pliegues de la cobertera presentan en general buzamientos que oscilan entre los 35° y los 45°, con valores más altos en el caso de retrocabalgamientos o de fallas inversas afectadas por desgarres próximos. La coincidencia en orientación y en muchos casos en buzamiento con la foliación hercénica podría indicar que dichos planos de foliación han sido reactivados como consecuencia de los esfuerzos alpinos.

Agradecemos la labor de dos revisores anónimos y de J. Pedro Calvo Sorando que han contribuido en gran manera a la mejora del manuscrito inicial. Este trabajo ha sido financiado con el proyecto DGICYT PB/94-0242, y constituye parte de los resultados presentados en la Tesis de Licenciatura elaborada por uno de los autores (D. Gómez).

Bibliografía

Alonso, A. (1981): El Cretácico de la provincia de Segovia (Borde norte del Sistema Central). *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 7. Univ. Complutense de Ma-

- drid, Madrid, 320 págs.
- Alonso, A. y Más, R. (1977): Evolución sedimentológica de la unidad media detrítico-terrágena del Cretácico de la Sierra de Pradales (N. de la provincia de Segovia). *Est. Geol.*, 33(6): 517-523.
- Alonso, A. y Más, R. (1982): Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central. *Cuad. Geol. Iber.*, 8: 145-166.
- Banks, C. J. y Warburton, J. (1991): Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. En: Deformation and Plate Tectonics (A. Pérez-Estaun y M. P. Coward, Eds.), *Tectonophysics*, 191: 275-289.
- Bellido, F., Capote, R., Casquet, C., Fúster, J. M., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1981): Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central español. *Cuad. Geol. Iber.*, 7: 15-52.
- Berg, R. R. (1962): Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 46: 2019-2032.
- Cadavid, S., Corral, A. y Portero, J. M. (1971): Investigación estructural y geofísica en la región de Sepúlveda (Segovia). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 69: 145-173.
- Capote, R., Casquet, C. y Fernández Casals, M. J. (1982): Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica. *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.*, 76(2): 313-331.
- Capote, R., De Vicente, G. y González Casado, J. M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.). *Geogaceta*, 7: 20-22.
- Corrales, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Pol, C. y Armenteros, I. (1978): *Las facies miocenas del sector sur de la cuenca del Duero*. Publicaciones del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Salamanca. Universidad de Salamanca, 15 p.
- Chester, S. J. y Chester, F. M. (1990): Fault-propagation folds above thrust with constant dips. *Jour. Struc. Geol.*, 12(7): 903-910.
- De Vicente, G. y González Casado, J. M. (Eds.) (1991): *Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español*. III Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España. 140 págs.
- De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Giner, J., Rodríguez Pascua, M. A., González Casado, J. M. y Calvo, J. P. (1994): Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 175-190.
- Gil, J., García, A. y Segura, M. (1993): Secuencias deposicionales del Cretácico en el flanco sur del Sistema Central. *Geogaceta*, 13: 43-45.
- Gómez Ortiz, D. (1995): *La tectónica alpina en el borde norte del Sistema Central (Sector de Turégano)*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 300 p. (inédita).
- Jamison, W. R. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Jour. Struc. Geol.*, 9(2): 207-219.
- Leguey, S., Casas, I., Medina, J. A. y Hoyos, M. A. (1976): Estudio mineralógico de las calizas cristalinas del puerto de Somosierra (Provincia de Segovia). *Bol. Geol. Min.*, 87: 528-537.
- Leguey, S., Martín De Vidales, J. y Casas, I. (1984): Diagenetic Paligorskite in marginal continental detrital deposits located in the South of the Tertiary Duero Basin (Segovia, Spain). En: Paligorskite-Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses. (A. Singer y E. Galan, Eds.). *Developments in Sedimentology*. Ed. Elsevier, Amsterdam, 37: 149-158.
- Narr, W. y Suppe, J. (1989): Kinematics of low-temperature, basement-involved compressive structures. *Geol. Soc. Amer., Abstr. Prog.*, 21: 137.
- Pol, C., Corrales, I., Corrochano, A. y Carballeira, J. (1977): "Las facies detríticas del Mioceno del sector sur de la Cuenca del Duero". *VIII Congr. Nac. Sedim. Oviedo-León, Resúmenes*: 138-139.
- Portero, J. M. y Aznar, J. M. (1984): Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congr. Esp. Geol., Segovia, Comunicaciones*, 3: 253-263.
- Sánchez Serrano, F., De Vicente, G. y González Casado, J. M. (1993): Cortes compensados para la deformación principal alpina en el borde sur oriental del Sistema Central español (Zona de Tamajón, Guadalajara). *Rev. Soc. Geol. de España*, 6: 7-14.
- Suppe, J. y Medwedeff, D. A. (1990): Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Eclogae Geol. Helv.*, 83(3): 409-454.
- Vegas, R., Vázquez, J. T., Suriñach, E. y Marcos, A. (1990): Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. En: Alpine Evolution of Iberia and its Continental Margins (G. Boillot y J. M. Fontboté, Eds.), *Tectonophysics*, 184: 367-378.
- Warburton, J. y Álvarez, C. (1989): A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. En: *Libro homenaje a Rafael Soler*, *Asoc. Geol. Geof. Esp. del Petróleo*: 147-155.

Manuscrito recibido el 2 de Enero de 1996

Aceptado el manuscrito revisado el 4 de Diciembre de 1996