

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**Escala 1:50.000**

**DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA**

**INFORME TECTONICO**

**HOJA Nº 689 (22-27)**

**BELMONTE**

**Autor:**

**Gil Peña, I.**

**Marzo, 1992**

## I N D I C E

	<u>Págs.</u>
1.- <u>INTRODUCCIÓN</u> .....	1
2.- <u>DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA</u> .....	3
3.- <u>ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL</u> .....	7
4.- <u>INTERPRETACIÓN TECTÓNICA</u> .....	15
5.- <u>BIBLIOGRAFÍA</u> .....	19

## A N E X O

## 1.- INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista geológico la Hoja de Belmonte queda enmarcada en la zona más occidental de la Cordillera Ibérica, estando atravesada en dirección NNO por relieves mesozoicos pertenecientes a las estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira. Entre estas alineaciones se extienden depósitos terciarios pertenecientes a la Depresión Intermedia y Llanura Manchega.

El área ocupada por la Cordillera Ibérica fue sometida durante el Mesozoico a un régimen tectónico distensivo que la configuró como un área de sedimentación. Su evolución durante este período puede ser asimilada a un desarrollo tipo aulacógeno (ALVARO et al., 1979). Durante el Terciario se generaliza en la región una tectónica de tipo compresivo que deforma el surco ibérico y pone fin a este tipo de desarrollo. La historia tectónica a partir de este momento viene marcada por la posición de la Cordillera Ibérica entre los márgenes activos pirenaico y bético.

La estructura está condicionada por la zonación tectónica de los materiales implicados. Los niveles estructurales diferenciados son: el zócalo paleozoico compartimentado en bloques por fallas tardihercínicas, con un tegumento de Trías inferior adosado y la cobertera que comprende todas las unidades desde el Lias hasta el Terciario y que está muy adelgazada en el ámbito de Altomira. Entre estos dos niveles se sitúan los materiales plásticos del Trías que actúan como nivel de despegue. El papel jugado por el zócalo paleozoico

en las deformaciones de la cobertera es difícil de precisar, ya que la información sísmica en las grandes zonas anticlinales es deficiente (QUEROL, 1989). Sin embargo la orientación y geometría de la Sierra de Altomira hace pensar en un importante control de las deformaciones por el juego de accidentes de zócalo (RITCHER y TEICHMULLER, 1944; SÁNCHEZ SORIA y PIGNATELLI, 1967; CAPOTE y CARRO, 1970; MELÉNDEZ, 1969).

## 2.- DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

En el ámbito de la hoja podemos diferenciar dos dominios con características estratigráficas y estructuras propias:

### DOMINIO DE ALTOMIRA

La Sierra de Altomira es la alineación estructural que constituye el límite occidental de la Cordillera Ibérica, presentando una orientación submeridiana que es anómala respecto al resto de la cadena. En conjunto, se trata de una estructura anticlinorial producida por el apilamiento de escalas cabalgantes hacia el Oeste que se desarrolla probablemente por encima del nivel de despegue del Keuper (QUEROL, 1989). En el N de la sierra los pliegues son bastante apretados, con orientación N-S y una clara vergencia O; al S del estrecho de Paredes, conforme nos acercamos a la zona de estudio, la alineación estructural de la sierra se amortigua, desapareciendo las vergencias claras y produciéndose un giro progresivo de los ejes de los pliegues desde el borde occidental, donde adoptan orientaciones N-S, hasta el oriental (orientación NO o incluso ONO) lo que da lugar a la formación de pequeñas cuencas sinclinoriales internas que son ocupadas por la serie terciaria continental.

En esta hoja encontramos un abanico de estructuras de orientación NNO a ONO ligeramente vergentes al Oeste. Se pueden diferenciar dos sectores: En la zona occidental encontra-

mos unidades anticlinales vergentes al Oeste cuyas charnelas presentan una suave inmersión dirigida tanto hacia el N como hacia el S. Su amplitud es de orden kilométrico y la orientación dominante es NNO. Estas unidades están limitadas por cabalgamientos vergentes al Oeste que rompen el flanco occidental de la estructura. Los sedimentos del Mioceno superior que culminan la serie terciaria que está rellenando el surco sinclinal existente entre los dos sectores diferenciados, fosiliza estas estructuras.

En la zona centro-oriental encontramos una sucesión de apretados pliegues de escasa longitud de onda con orientación NNO que en el extremo suroriental giran hacia una orientación ONO. En estas estructuras es frecuente encontrar estrías de deslizamiento capa sobre capa. El flanco occidental de muchos de estos pliegues es interrumpido por fallas inversas sobre las que se producen desplazamientos hacia el Oeste de escasa magnitud; ocasionalmente existen también fallas inversas de vergencia E. Cortando transversalmente estas estructuras, existen fallas de orientación NE.

En conjunto la estructura parece responder al amortiguamiento lateral del cabalgamiento frontal de Altomira mediante una ramificación de este plano, lo que da lugar a la formación pequeñas escamas de cabalgamiento con desplazamientos de muy poca entidad, resolviéndose el acortamiento principalmente por plegamiento.

#### DOMINIO DE LA DEPRESIÓN INTERMEDIA

La Depresión Intermedia es la cuenca terciaria situada entre la Sierra de Altomira y la Serranía de Cuenca. Está ocupada por la serie terciaria continental y su relleno ha sido fuertemente condicionado por la evolución tectónica de

las sierras limitantes. El principal marcador de las distintas etapas de deformación lo constituyen las numerosas discordancias internas observables en la secuencia sedimentaria en las zonas adyacentes a los relieves mesozoicos.

En el sector estudiado, esta depresión no está definida como una única unidad, sino que encontramos pequeñas cuencas sinclinoriales entre las unidades estructurales mesozoicas de la Sierra de Altomira.

En relación con estas alineaciones, al igual que en todo el ámbito de la Depresión Intermedia, la unidad Paleógena (12) aparece paraconcordante con la serie cretácica, mientras que la unidad Miocena inferior (13) se apoya sobre la anterior en discordancia angular neta. Esto, unido a las características sedimentarias de cada una de estas unidades, parece indicar que el comienzo de la estructuración de esta depresión como cuenca independiente, consecuencia directa del inicio del levantamiento de la Sierra de Altomira, se produjo entre el depósito de las unidades 12 y 13 aunque ya entre la unidad 11 y 12 debió existir cierta inestabilidad tectónica que llevó al cambio de régimen sedimentario.

La unidad Miocena Inferior (13), en las inmediaciones de Villar de la Encina, aparece afectada por pliegues de amplio radio de orientación NNO y sin vergencia definida. En zonas más septentrionales (Hojas de Palomares del Campo y Huete) se han reconocido afectando, por lo menos localmente, a esta unidad discordancias internas de carácter progresivo (DÍAZ MOLINA, 1974); este punto no ha podido verificarse en esta hoja. Estos hechos reflejan la continuación de los movimientos compresivos durante el Mioceno inferior.

Las unidades del Mioceno superior (14, 15 y 16) se apoyan discordantemente sobre todos los materiales más antiguos. En general presentan un carácter subtabular pero localmente pueden aparecer con buzamientos de hasta 20°. En las inmediaciones de Osa de la Vega se reconocen incluso suaves pliegues de orientación NO. En general estas estructuras aparecen junto a los relieves mesozoicos, presentando la misma orientación que éstos. Posiblemente estas deformaciones responden a episodios compresivos tardíos que dan lugar a reactivaciones locales de estructuras previas.



### 3.- ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL

Se han obtenido medidas de microestructuras frágiles (planos de falla con estrías y algunos picos estiolíticos) en 4 estaciones situadas en afloramientos mesozoicos de la Sierra de Altomira.

Para el análisis de las poblaciones de fallas se han utilizado dos métodos estadísticos de tipo dinámico que permiten obtener los estados de paleoesfuerzo compatibles con las mismas: método de Etchecopar (ETCHECOPAR et al., 1981) y diagrama y-R (SIMÓN GÓMEZ, 1984). Este último, por su carácter gráfico, proporciona una mejor visualización de las soluciones.

En los casos en que la estratificación no se encontraba subhorizontal ha sido necesaria la realización de sucesivos diagramas y-R abatiendo la población de fallas según la dirección del plano de estratificación y con distintos buzamientos para llegar a visualizar las distintas soluciones compatibles con la población de fallas.

A continuación se describen las cuatro estaciones analizadas. Los resultados gráficos del análisis se recogen en la Fig. 1 y en los anexos. En todas las estaciones el número de fallas encontrado ha sido muy pequeño por lo que las soluciones encontradas necesitan ser reconfirmadas dentro de su contexto regional.

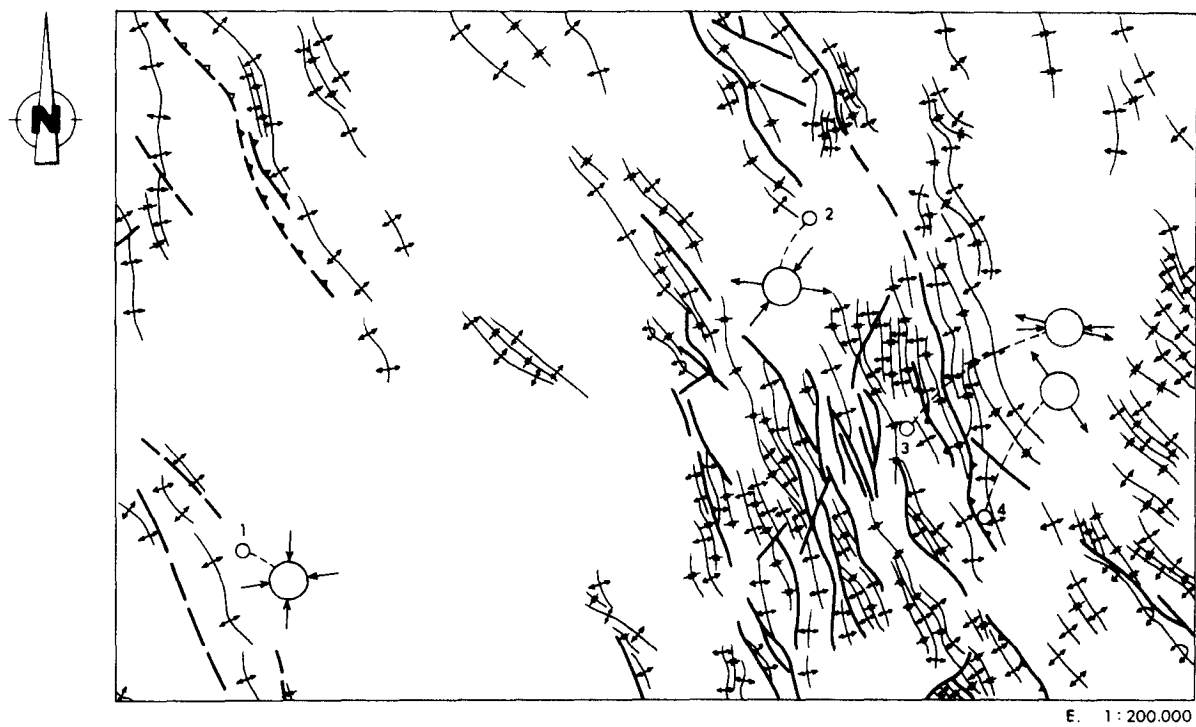


Fig. 1 - Esquema tectónico con la situación de las estaciones de microestructuras y representación de los tensores de esfuerzos, obtenidos del análisis de estas.

## Estación BELMONTE 1

Situación: En el kilómetro 109.5 de la carretera Mota del Cuervo-Belmonte. Coordenadas UTM: 30SWJ159758.

Litología y estratificación: Flanco oriental del anticlinal de la Montanilla, en calizas del Cretácico superior. Estratificación: 150, 39 E.

Microestructuras: Se han medido 13 planos de falla, uno de ellos con dos estrías diferentes, y 4 picos estiolíticos. Las fallas se agrupan en torno a la dirección ENE, dominando los movimientos de tipo inverso y direccional. Los indicadores cinemáticos más abundantes son escalones de recristalización de calcita. Los picos estiolíticos tienen una orientación NE con cierta inmersión hacia el E.

### Análisis de fallas:

- Método de Etchecopar: El conjunto de fallas ha sido explicado con dos soluciones distintas:

a) El 57% de las fallas es explicado por un régimen de compresión triaxial ( $\sigma_3$  vertical;  $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$ ) con  $\sigma_1$  009, 10 S;  $\sigma_2$  097, 10 E y  $\sigma_3$  142, 76 N;  $R = 0.66$ . La posición de los planos en el círculo de Mohr indica que la orientación de algunos de los planos no es favorable al movimiento bajo ese estado de esfuerzos.

b) El 36% de las fallas responde a un régimen de desgarre con  $\sigma_1$  069, 32 E;  $\sigma_2$  069, 58 O;  $\sigma_3$  159, 0;  $R = 0.061$ . La orientación del eje es apro-

ximadamente la misma que la del polo del plano de estratificación. La posición de los planos en el círculo de Mohr indica que, en general, es posible su movimiento bajo ese estado de esfuerzos.

- Método del diagrama  $\sigma$ - $\tau$ : En el diagrama sin abatir se observa un nudo en el campo de la compresión para  $\sigma_y = 005$  y  $R = -3$ . Al abatir la población de fallas según el plano de estratificación se visualiza un nudo en la línea de compresión uniaxial para  $\sigma_y = 070$  y  $R = 0$ .

La fracturación en esta localidad se produjo en dos etapas distintas: una compresión en régimen de desgarre con el eje de máxima compresión horizontal  $\sigma_1$  en dirección  $060$  que actuó previamente al plegamiento y que resulta coherente con éste y con los estilolitos medidos en la zona y una compresión triaxial con el eje  $\sigma_1$  en dirección NNE que actuó posteriormente al plegamiento de las capas.

#### **Estación BELMONTE 2**

Situación: Kilómetro 90.5 de la N-420, al NE de Villaescusa de Haro. Coordenadas U.T.M.: 30SWJ311853.

Litología y estratificación: Brechas calcáreas del Weald (3), en el núcleo del anticlinal de la Loma de la Mina.  
Estratificación: 150,36 E.

Microestructuras: Se han medido 26 planos de falla, dos de ellos con dos estriaciones diferentes, que se agrupan en una familia principal de orientación NE y una familia secundaria de orientación SE. Los movimientos más frecuentes son de tipo sinistral y

normal. Los indicadores cinemáticos principales son escalones de recristalización y estilolitos. En cierto número de planos no ha sido posible determinar el sentido de movimiento.

#### Análisis de fallas:

- Método de Etchecopar: El conjunto de las fallas ha sido explicado por dos soluciones distintas:
  - a) El 52% de las fallas es explicado por un tensor distensivo ( $\sigma_1$  vertical), con  $\sigma_1$  011,65 S;  $\sigma_2$  010,25 N;  $\sigma_3$  100,0;  $R = 0.77$ . La orientación de los planos de las fallas explicadas es en general favorable para el movimiento bajo este estado de esfuerzos.
  - b) El 31% de las fallas son explicadas por un tensor compresivo en régimen de desgarre con  $\sigma_1$  039,24 N;  $\sigma_2$  063,64 O y  $\sigma_3$  133,10 E;  $R = 0.75$ . De la posición de los planos en el círculo de Mohr se deduce que la orientación de éstos es favorable al movimiento bajo este régimen de esfuerzos.
- Método del diagrama  $\gamma$ -R: En el diagrama sin abatir se identifica un nudo en el campo del desgarre en torno a  $\sigma_y$  030 y  $R = 0.4$ ; también existe un nudo en el campo de la distensión para  $\sigma_y$  000 y  $R = 1.3$ . Al abatir la población de fallas según el plano de estratificación el nudo en el campo del desgarre se hace más claro, situándose en  $\sigma_y$  040 y  $R = 0.3$ . Parece claro en este diagrama que el nudo en el campo de la distensión es ficticio.

La fracturación en esta localidad responde a dos etapas distintas: un episodio compresivo en régimen de desgarre con el eje de máxima compresión en dirección 040 que actuó previamente al plegamiento de las capas, estando probablemente relacionado con él.

### **Estación BELMONTE 3**

Situación: A medio kilómetro de Rada de Haro, en la carretera que va a Carrascosa de Haro. Coordenadas U.T.M.: 30SWJ332798.

Litología y estratificación: Flanco oriental de un anticlinal de orientación N-S, en las calizas del Cretácico superior. Estratificación: 005,10E.

Microestructuras: Se han medido 20 planos de falla, uno de ellos con dos estrías diferentes. Las fracturas se agrupan en un sistema conjugado de fallas con una familia de orientación NE y otra E-O. Los indicadores cinemáticos, cuando se encuentran, son de tipo estrilolítico.

### Análisis de fallas:

- Método de Etchecopar: El conjunto de las fallas queda explicado por dos soluciones distintas:

- a) El 52% de las fallas es explicado por una compresión en régimen de desgarre ( $\sigma_2$  vertical) con  $\sigma_1$  086,6 E;  $\sigma_2$  072,84 O;  $\sigma_3$  175,1 N;  $R = 0.56$ . Del diagrama de Mohr se deduce que la orientación de las fallas, en general, es favorable al movimiento bajo ese estado de esfuerzos.

b) El 29% de las fallas es explicado por un régimen de distensión triaxial ( $\sigma_1$  vertical;  $\sigma_2 \neq \sigma_3$ ) con 124,79 E; 025,2 N; 114,11 O; R= 5.88. La posición de las fallas en el círculo de Mohr indica que en general es posible su movimiento bajo ese estado de esfuerzos. A pesar del escaso número de fallas explicadas por esta solución (6 fallas) se ha tenido en cuenta por representar un porcentaje relativamente importante de la población total, aunque su validez habrá que establecerla por criterios regionales.

- Método del diagrama y-R: Se identifica un nudo en el campo del desgarre que indica una dirección 085 para  $\sigma_1$  y un valor de R ~ 0.6. Al abatir la población de fallas según el plano de estratificación (005,10 E) el nudo se dispersa.

El movimiento de las fallas en este área probablemente es consecuencia de dos episodios tectónicos distintos: una compresión en régimen de desgarre con  $\sigma_1$  085 que probablemente actuó posteriormente al plegamiento y una distensión triaxial con  $\sigma_3$  ESE.

#### **Estación BELMONTE 4**

Situación: En el kilómetro 10 de la carretera Carrascosa de Haro-Rada de Haro. Coordenadas U.T.M.:30SWJ355773.

Litología y estratificación: Flanco oriental de un anticlinal en las calizas del Cretácico superior. Estratificación: 162,68 E.

Microestructuras: Se han medido 9 planos de falla agrupados en dos familias, ENE y SE. Los indicadores cinemáticos más abundantes son escalones estrilolíticos.

Análisis de fallas:

- Método de Etchecopar: El 67% de la población ha sido explicado por un tensor con  $\sigma_1$  076,34 O;  $\sigma_2$  043,51 E;  $\sigma_3$  154,17 S;  $R= 2.6$ . La posición de los planos en el círculo de Mohr indica que únicamente algunos de ellos presentan una orientación adecuada para el movimiento bajo ese estado de esfuerzos.
- Método del diagrama y-R: En el diagrama sin abatir se ve como la mayor parte de las fallas normales pertenecen a la misma familia, por lo que no definen nudos. Al abatir la población de fallas según el plano de estratificación se insinúa un nudo en el campo de la distensión para  $\sigma_y$  040 y  $R= 3$ .

La fracturación en esta estación puede responder a un episodio distensivo con  $\sigma_3$  SE que actuó previamente al plegamiento.



#### 4.- INTERPRETACIÓN TECTÓNICA

Desde el inicio del Mesozoico la región fue sometida en su conjunto a un régimen tectónico distensivo que la configuró como un área de sedimentación controlada por los accidentes tardihercínicos. Estos funcionaron con movimiento vertical delimitando zonas de umbrales y surcos, pudiendo invertir su tendencia de una etapa a otra.

Estos movimientos en la vertical se produjeron en las llamadas fases neokimérica y aústrica durante el Jurásico y Cretácico, siendo los responsables de la ausencia de parte del Jurásico y Cretácico inferior en la zona estudiada (SÁNCHEZ SORIA, 1973). Quizás puedan ser atribuidas a esta tectónica mesozoica algunas microestructuras compatibles con regímenes distensivos encontradas en depósitos del Jurásico y Cretácico en las hojas de Almonacid de Zorita, Huete y Palomares del Campo y en la estación Belmonte-4 de esta hoja.

Durante el tránsito del Cretácico al Terciario se produce probablemente un cambio de régimen, generalizándose en la región una tectónica compresiva que es la responsable de la mayor parte de las macro y microestructuras observables en la zona. Este régimen de esfuerzos se extiende a lo largo de todo el Paleógeno y parte del Mioceno, debilitándose hacia el final de este período y siendo finalmente sustituido por un nuevo régimen distensivo.

La edad aproximada de las estructuras vistas en la hoja puede establecerse en virtud de su relación con las unidades que componen la serie terciaria.

La unidad paleógena (12) es continua estructuralmente con la serie Cretácica, apareciendo plegada conjuntamente con ella. Sin embargo existe un salto litológico bastante brusco entre estas dos unidades, lo que lleve a pensar que la inestabilidad tectónica empezó ya a ser manifiesta en el Eoceno.

Por otro lado, el depósito de la unidad miocena inferior (13) parece haberse producido en una cubeta ligeramente individualizada en la Cuenca del Tajo. Esta unidad se apoya en discordancia angular sobre la unidad infrayacente, y, al norte de la zona estudiada, dibuja una discordancia progresiva en relación con los flancos orientales de las sierras de Altomira y Carrascosa. De aquí se deduce que el levantamiento de la sierra de Altomira comenzó entre el depósito de las unidades paleógena y miocena inferior, continuando a lo largo de todo el tiempo de depósito de esta última unidad.

Los movimientos compresivos se atenúan progresivamente a lo largo del Mioceno, quedando reflejado en otros sectores de la Depresión Intermedia por las discordancias internas de las unidades Miocenas.

En el Mioceno superior un nuevo pulso compresivo da lugar a deformaciones compresivas locales en los materiales de esta edad relacionadas probablemente con reactivaciones tardías de estructuras previas.

Los resultados del análisis microestructural coinciden parcialmente con lo indicado por la macroestructura. Previamente al plegamiento de las capas comenzó a actuar en la Sie-

rra de Altomira una compresión en régimen de desgarre con  $\sigma_1$  según dirección ENE (estaciones Belmonte-1, 2 y 3) que probablemente evolucionó en el tiempo hacia una compresión triaxial que es la responsable de la formación de los pliegues y cabalgamientos en este dominio.

En la estación Belmonte-1 se detecta una compresión N-S que no tiene ningún reflejo a nivel macroestructural en el ámbito de Altomira, aunque en el resto de la Cordillera Ibérica está ampliamente documentada.

En resumen, la evolución tectónica del área durante el período orogénico estuvo marcada principalmente por una compresión ENE que actuó aproximadamente desde el Arveniense hasta el final del Ageniense, teniendo probablemente el máximo diastrófico una edad intra-ageniense. Esta compresión ha sido detectada también en el ámbito de Altomira por MANERA BASSA (1981) y ALVARO y CAPOTE (1973) y en el estudio microestructural de las hojas de Almonacid de Zorita, Huete y Palomares del Campo. Esta etapa compresiva se correlaciona con la tercera fase definida por CAPOTE et al., (1982) para la rama castellana de la Ibérica y es posterior a la que ha sido definida como etapa compresiva principal de la Ibérica (ALVARO, 1975). En el ámbito de Altomira esta fase principal ibérica queda evidenciada por la discordancia que separa las unidades paleógena (12) y Miocena inferior (13) y, según indica MANERA BASSA (1981), por la formación de estilolitos.

La compresión N-S, de escasa importancia en Altomira, hay que situarla en el Mioceno inferior o medio, teniendo su correlación en otras muchas áreas de la Ibérica (CAPOTE, et al., 1982; SIMÓN, 1984; CASAS, 1990) y en el Sistema Central (CALVO et al., 1991). Para GUIMERA (1988) ésta es la única dirección de compresión primaria en la Ibérica, respondiendo

el resto de las compresiones a desviaciones en las trayectorias de los esfuerzos provocadas por los grandes accidentes de zócalo y cobertera.

En el Mioceno superior todavía existen manifestaciones compresivas locales que pueden ser correlacionadas con la etapa de instalación de mantos en la Sierra de Cantabria y con etapas de deformación en las Béticas. No se han encontrado microestructuras en rocas de esta edad en esta zona. Sin embargo, en las hojas de Huete y Almonacid de Zorita, al N de la zona estudiada, las estaciones de microestructuras realizadas en depósitos del Aragoniense-Vallesiense y del Turoliense muestran la persistencia, por lo menos localmente, de compresiones E-O.

En esta hoja no se han identificado claramente estructuras compatibles con un régimen tectónico de tipo distensivo pero sí han sido vistas en zonas más al N (hojas de Palomares del Campo, Huete y Almonacid de Zorita); en estos casos las estructuras resultaban compatibles con un eje de máxima extensión  $\sigma_3$  NNE. De acuerdo con datos regionales, este régimen tectónico distensivo se instaló en la región probablemente durante el Mioceno medio-superior. El tránsito de la compresión a la distensión debió producirse de forma gradual a lo largo de este período por medio de intercambios temporales y/o espaciales de los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  del elipsoide de esfuerzos, fenómeno que parece ser la tónica común en todo el cuadrante NE de la Península (SIMÓN, 1984, 1986; GUIMERA, 1984; GRACIA y SIMÓN, 1986).

## 5.- BIBLIOGRAFÍA

- ALVARO M. (1975). Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). Est. Geol. 31 (3-4): 241-247.
- ALVARO, M. y CAPOTE, R. (1973). "Las estructuras menores de las calizas jurásicas de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España)". Est. geol. vol. XXIX: 467-478.
- ALVARO, M; CAPOTE, R y VEGA, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. Acta Geol. Hisp. 14; 172-181.
- CALVO, J.P.; DE VICENTE, G. y ALONSO, A.M. (1991). Corrección entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la cuenca de Madrid durante el Mioceno. I Congreso del grupo español del Terciario (en prensa).
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1970). Contribución al conocimiento de la región del NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara). Estudios Geológicos. 26: 1-16.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M., GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J.J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUÍZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1982). Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Temas Geológico-Mineros, I.G.M.E., Madrid, 290 pp.

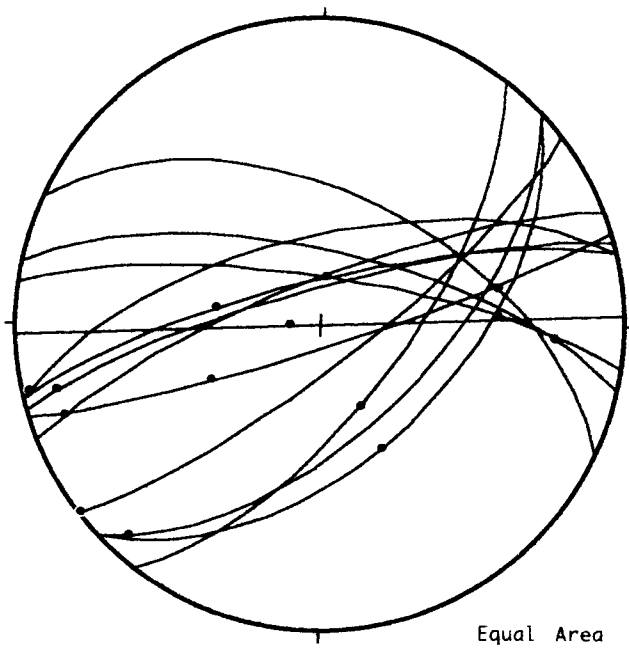
- CASAS SAINZ, A. (1990). El frente N de las Sierras de Cameros. Estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. Tesis Doct. Univ. Zaragoza.
- DÍAZ MOLINA, M. (1974a). Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca). Estudios geol., 30: 63-67.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G. y DAIGNIERES, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis. J. Struct. Geol. 3 (1): 51-65.
- GRACIA PRIETO, F.J. y SIMÓN GÓMEZ, J.L. (1986). El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza). Bol. Geol. Min. 97 (6), 693-703.
- GUIMERA, J. (1988). Estudio estructural de L'enllaç entre la Serralda Ibérica y la Serralda Costanera Catalana. Thèse Doct. Univ. de Barcelona, 2 vol., 600 pp.
- MANERA BASSA, A. (1981). Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altomira. Estud. Geol., 37: 233-243.
- MELÉNDEZ, A.; MELÉNDEZ, F.; PORTERO, J. y RAMÍREZ, J. (1985). Stratigraphy, Sedimentology and paleogeography of upper Cretaceous evaporitic-carbonate platform in the Central part of the Sierra Iberica. 6 th. I.A.S. Eur. Reg. Meetg. Lleida. Excursión Guidebook. pp. 187-213.
- MELÉNDEZ HEVIA, A. (1969). Estratigrafía y estructura del Sector norte de la Sierra de Altomira (Bolarque-Buendia). Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Geol.), 67: 145-160.

- QUEROL MULLER, R. (1989). Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo. E.T.S.I.M. Madrid, 48 pp. 14 planos.
- RITCHER y TEICHMÜLLER. (1944). Reconocimiento geológico de una parte de la provincia de Cuenca y Guadalajara. II. Paleogeografía e Historia geológica del Sistema Ibérico. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natu. (Geol.), 42: 263-286.
- SÁNCHEZ SORIA, P. (1973). Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte), Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid.
- SÁNCHEZ SORIA, P. y PIGNATELLI GARCÍA, R. (1967). Notas geológicas de la Sierra de Altomira (Cuenca-Guadalajara). Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. (Geol), 65: 231-240. Madrid.
- SIMÓN GÓMEZ, J.L. (1984). Compresión y Distensión Alpinas en la Cadena Ibérica oriental. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 269 pp.
- SIMÓN GÓMEZ, J.L. (1986). Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). Tectonophysics, 124: 37-53.

A N E X O



# BELMONTE-1



HOJA N° : 689

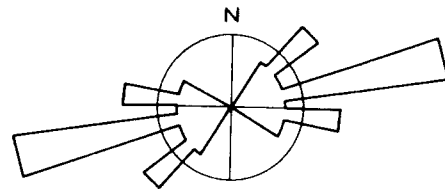
COORDENAD. UTM:  
30SWJ159758

So : 150/ 39 E

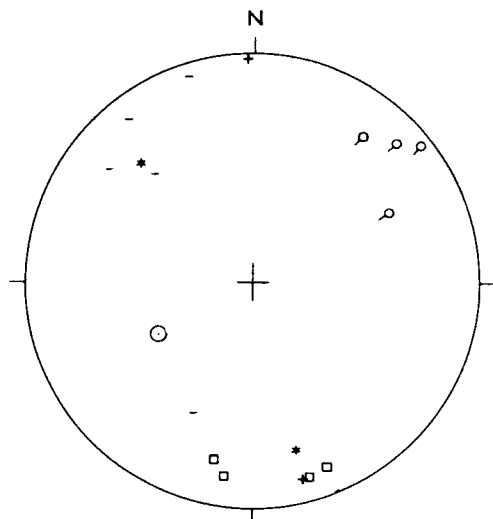
EDAD : Cretácico

N° DE DATOS : 14

## BELMONTE 1



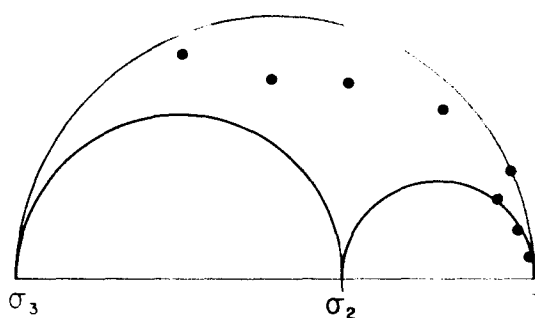
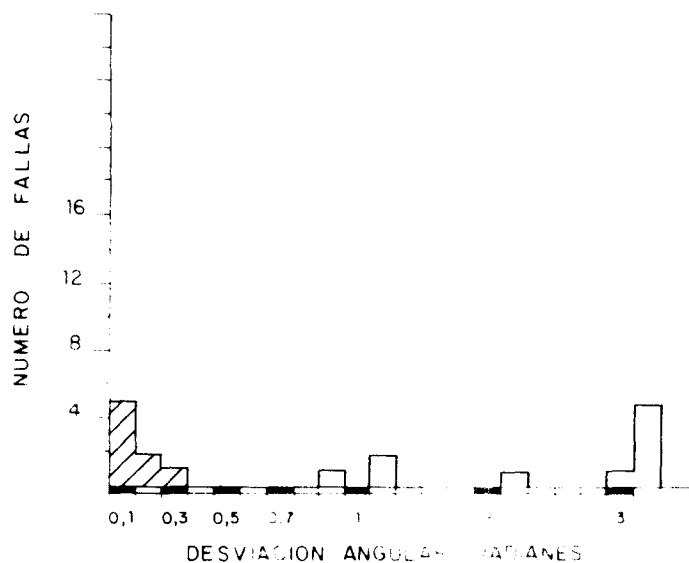
Radio de la circunferencia = 5 %



- |                                    |                           |
|------------------------------------|---------------------------|
| ○ Polo de plano de estratificación | ρ Pico estilolítico       |
| + Polo de falla normal             | □ Polo de falla sinistral |
| - Polo de falla inversa            | * Polo de falla dextral   |

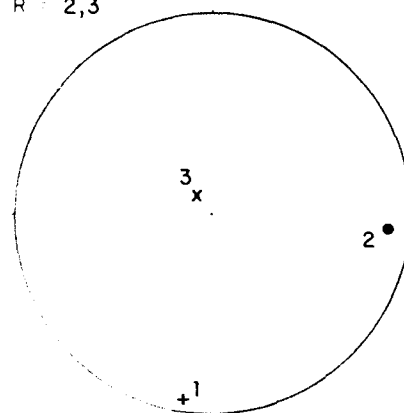
# BELMONTE 1

a)



Re : 0,658 N

R : 2,3



$\sigma_1 = 009, 10 S$

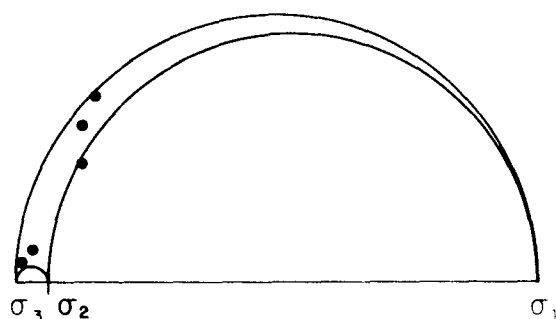
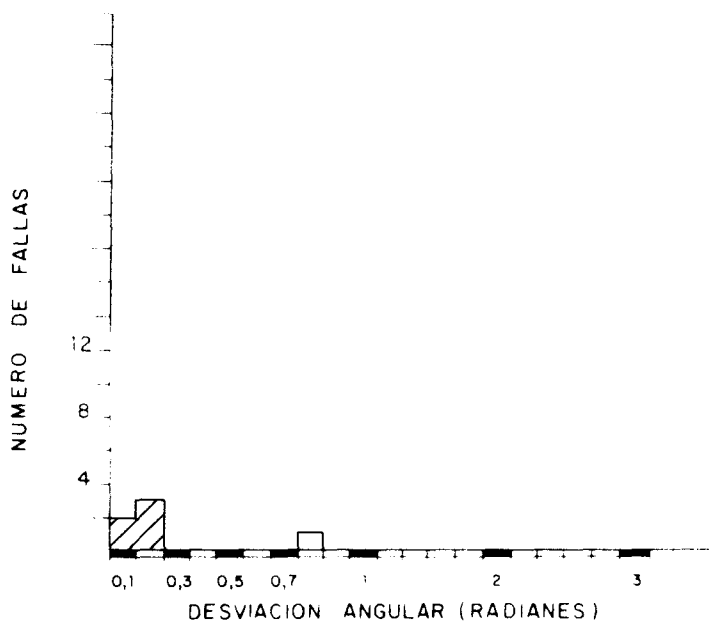
$\sigma_2 = 097, 10 E$

$\sigma_3 = 142, 76 N$

DESVIACION MEDIA ( $^\circ$ ) =  $10^\circ$

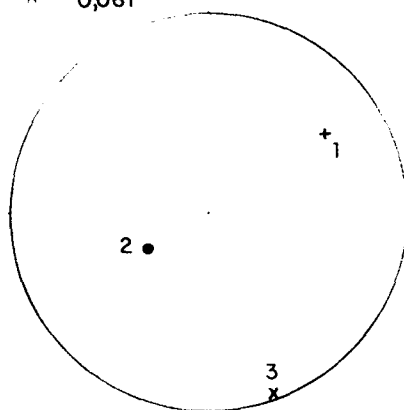
PORCENTAJE EXPLICADO = 57%

b)



Re 0,061 N

R 0,061



$\sigma_1 = 069, 32 E$

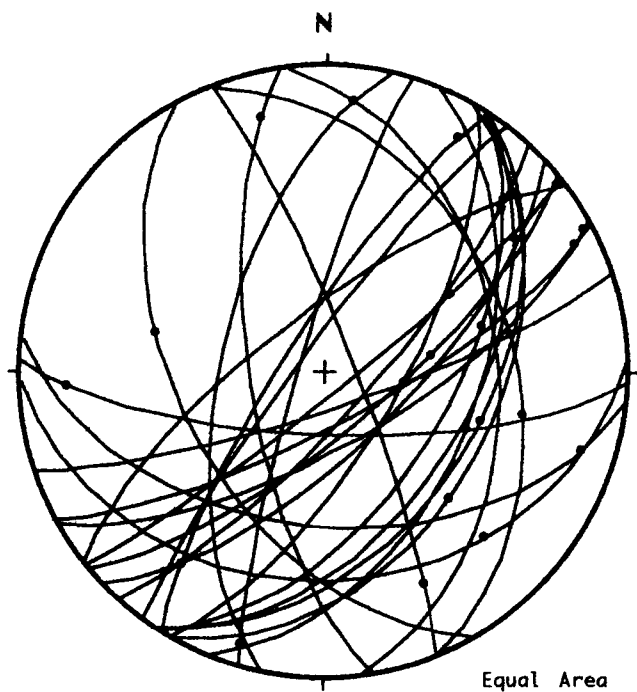
$\sigma_2 = 069, 58 W$

$\sigma_3 = 159, 0$

DESVIACION MEDIA ( $^\circ$ ) =  $16^\circ$

PORCENTAJE EXPLICADO = 36%

# BELMONTE-2



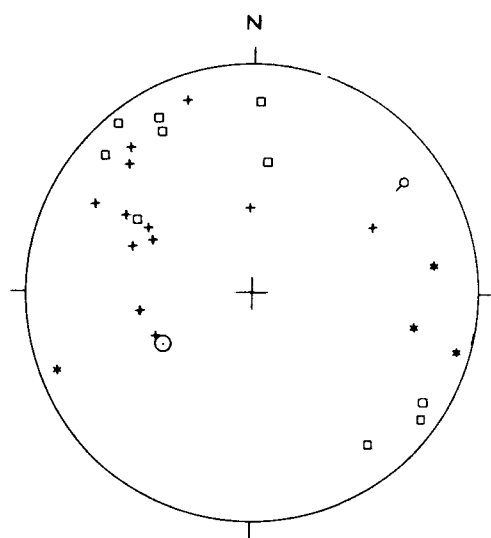
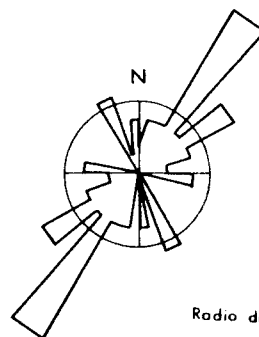
HOJA N° : 689

COORDENAD. UTM:  
30SWJ311853

So : 150/ 36 E

EDAD: Cretácico

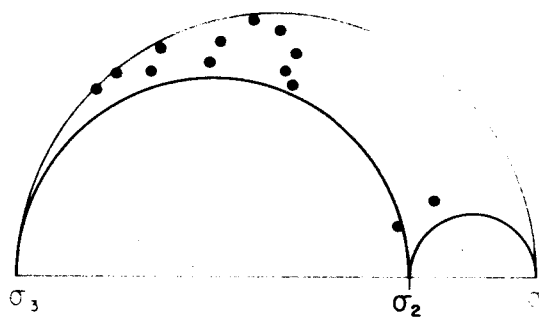
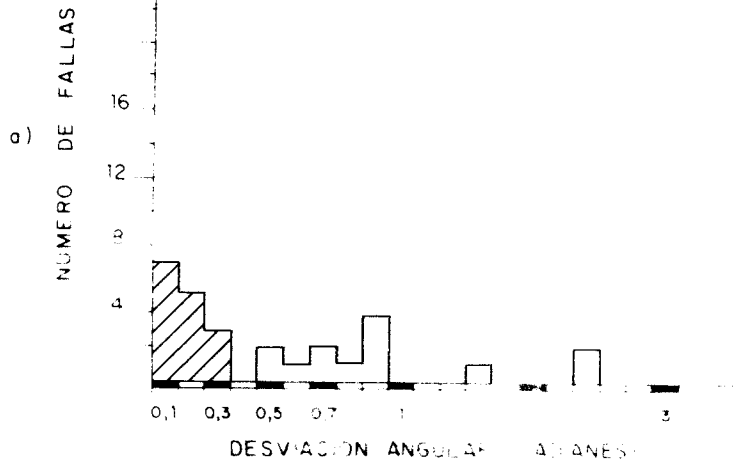
N° DE DATOS: 28



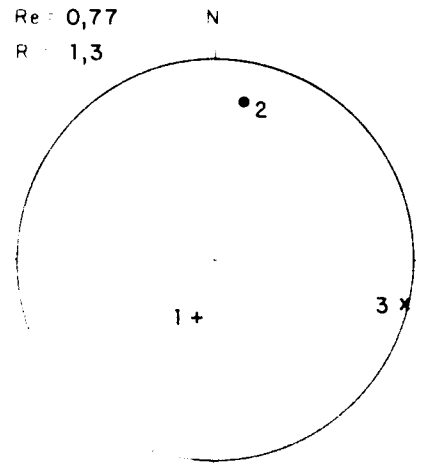
○ Polo de plano de estratificación  
+ Polo de falla normal  
- Polo de falla inversa

⊖ Pico estilolítico  
□ Polo de falla sinistral  
\* Polo de falla dextral

# BELMONTE 2



$R_e = 0,77$   
 $R = 1,3$



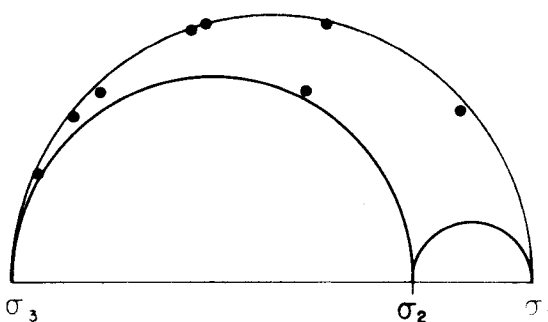
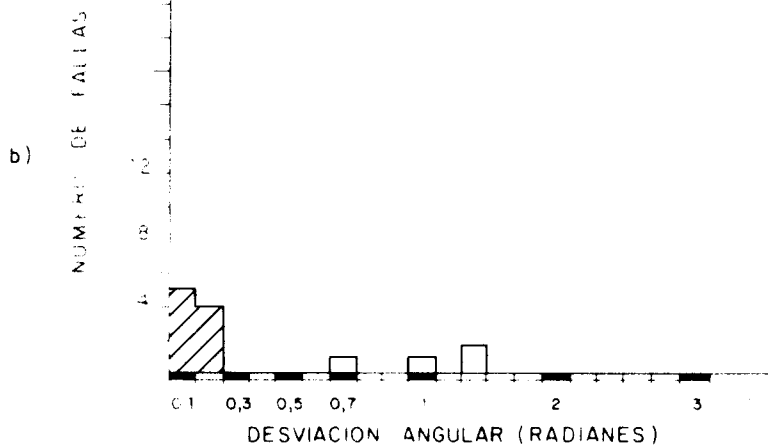
011,65 S

010,25 N

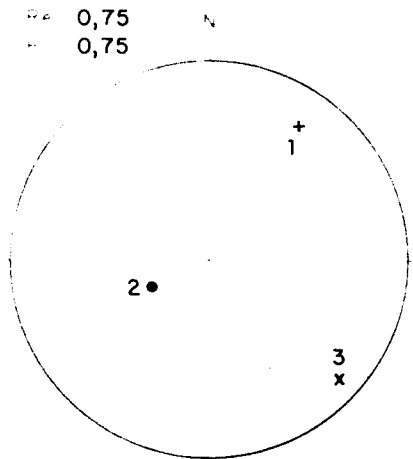
100, 0

DESVIACION MEDIA (°) = 10°

PORCENTAJE EXPLICADO = 52 %



$R_e = 0,75$   
 $R = 0,75$



$\sigma_1 = 039,24 N$

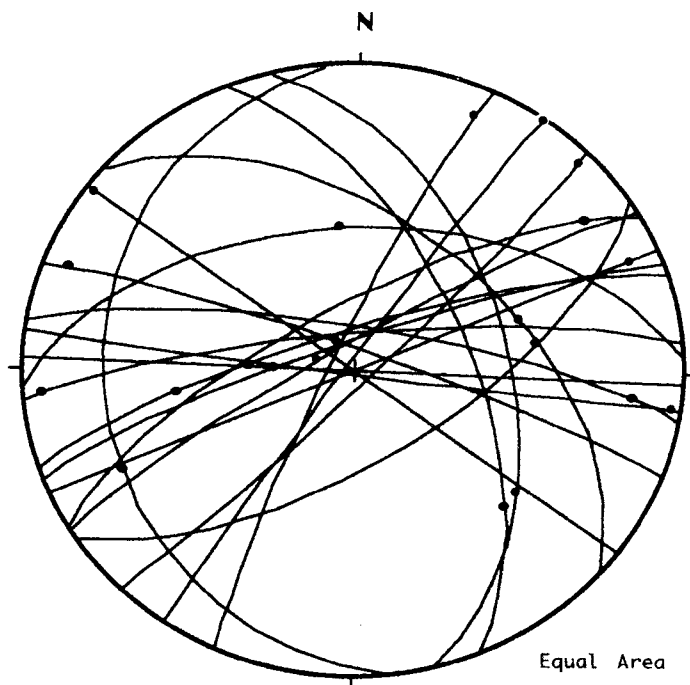
$\sigma_2 = 063,64 W$

$\sigma_3 = 133,10 E$

DESVIACION MEDIA (°) = 8°

PORCENTAJE EXPLICADO = 31 %

# BELMONTE-3



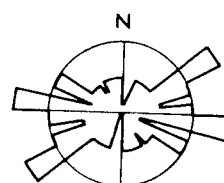
HOJA N°: 689

COORDENAD. UTM:  
30SWJ332798

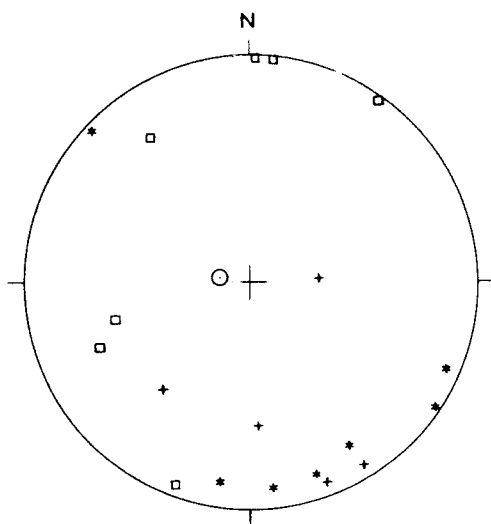
So: 005/ 10 E

EDAD: Cretácico

N° DE DATOS: 21

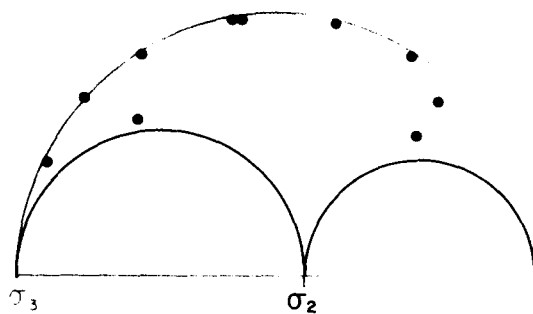
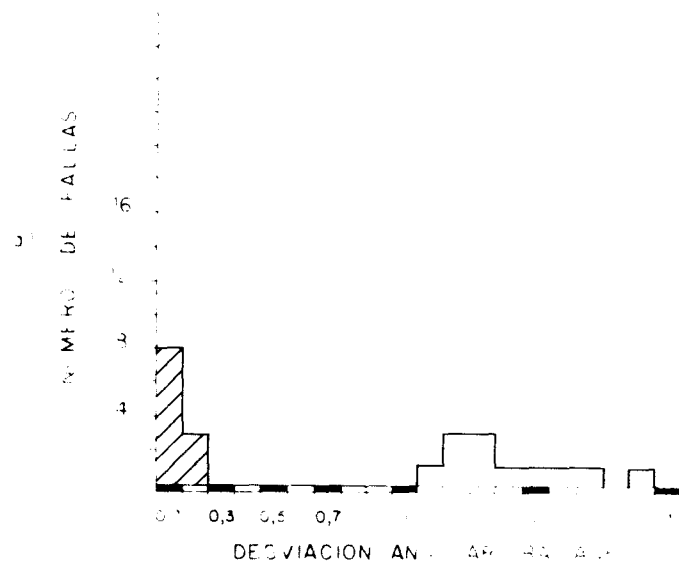


Radio de la circunferencia = 5 %

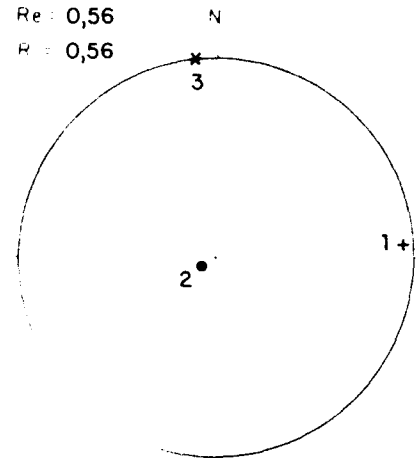


- |                                    |                           |
|------------------------------------|---------------------------|
| ○ Polo de plano de estratificación | ⊙ Pico estilolítico       |
| + Polo de falla normal             | □ Polo de falla sinistral |
| - Polo de falla inversa            | * Polo de falla dextral   |

# BELMONTE 3



$R = 0,56$   
 $R = 0,56$



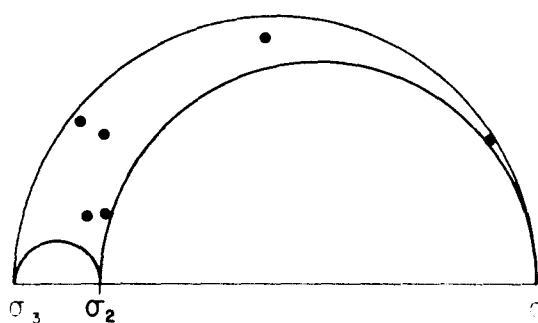
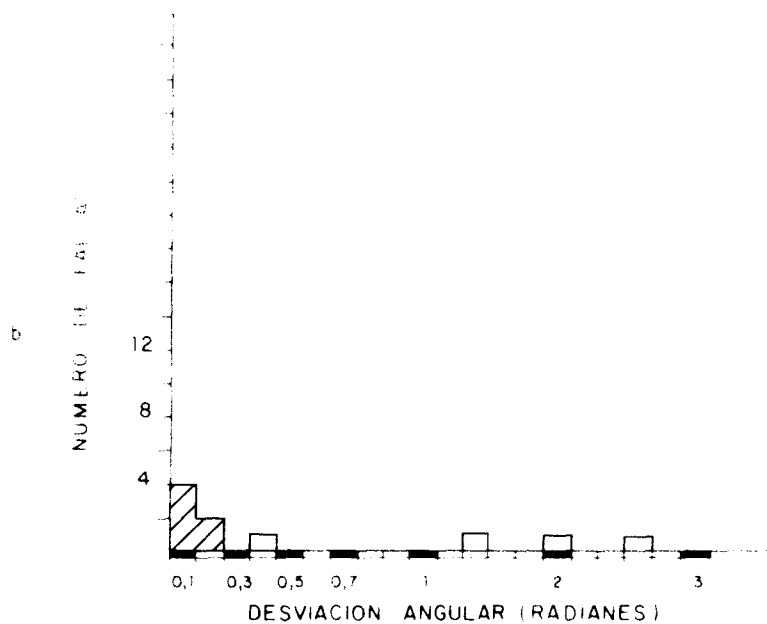
086,6 E

072,84 W

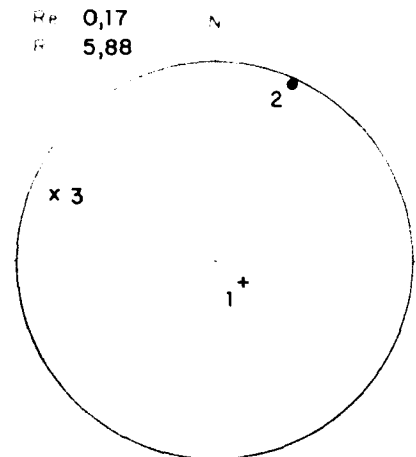
175,1 N

ANGULO MEDIO = 6°

PORCENTAJE EXPLICADO = 52%



$R = 0,17$   
 $R = 5,88$



$\sigma_1 = 124,79 E$

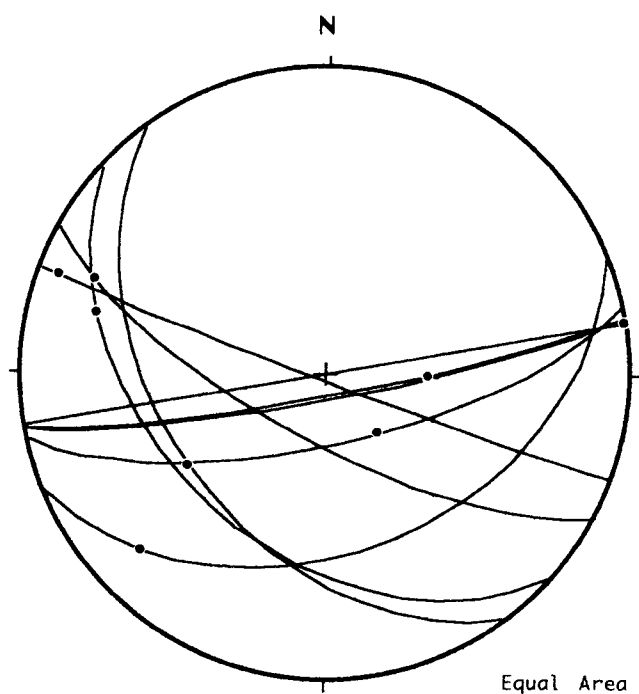
$\sigma_2 = 025,2 N$

$\sigma_3 = 114,11 W$

DESVIACION MEDIA (°) = 6°

PORCENTAJE EXPLICADO = 29%

# BELMONTE-4



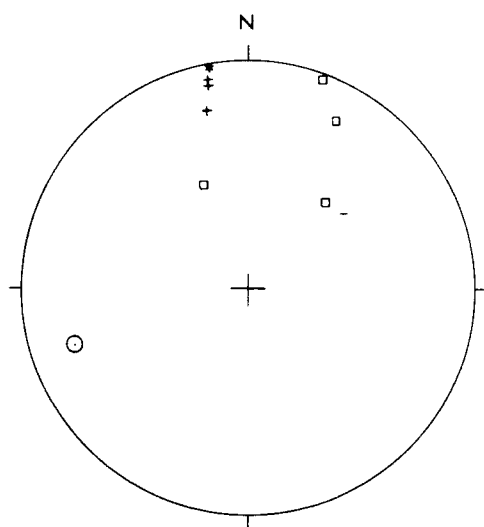
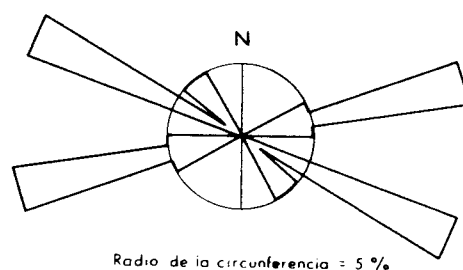
HOJA nº: 689

COORDENAD. UTM:  
30SWJ355773

So: 162/ 68 E

EDAD: Cretácico

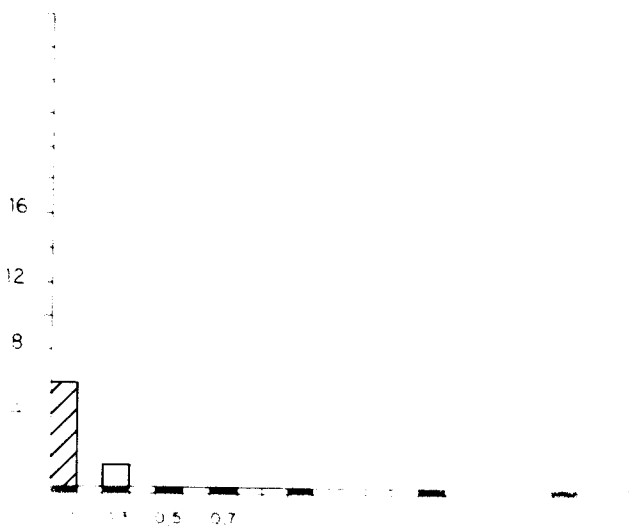
Nº DE DATOS: 9



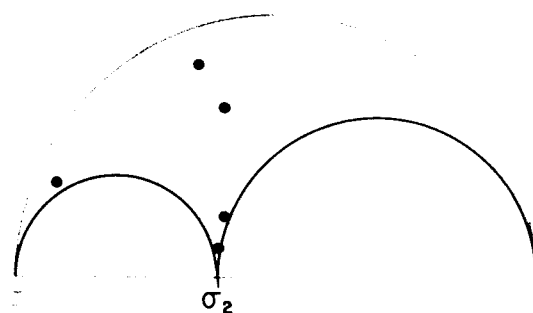
- |                                    |                           |
|------------------------------------|---------------------------|
| ○ Polo de plano de estratificación | ⊙ Pico estilolítico       |
| + Polo de falla normal             | □ Polo de falla sinistral |
| - Polo de falla inversa            | * Polo de falla dextral   |

# BELMONTE 4

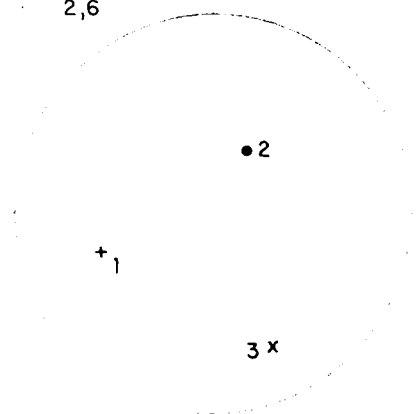
a) NUMERO DE FALLAS



DESVIACION ANGULAR (RADIANES)



0,386  
2,6



076,34 W

043,51 E

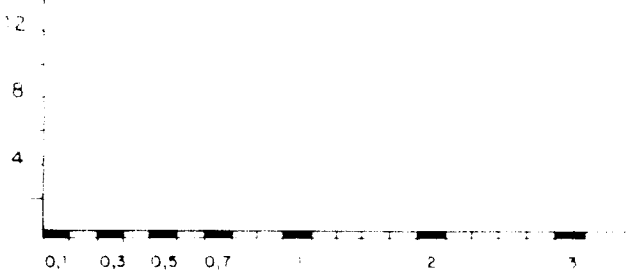
154,17 S

DESVIACION MEDIA 5°

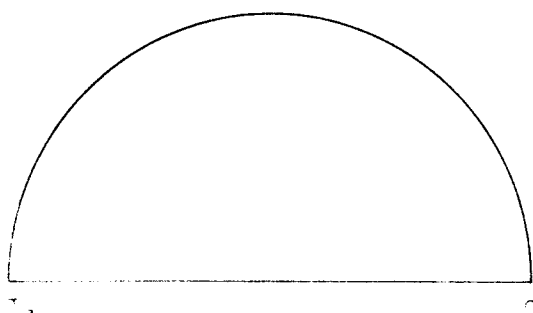
PORCENTAJE EXPLICADO 67 %

b)

NUMERO DE FALLAS



DESVIACION ANGULAR (RADIANES)



$\sigma_1$

$\sigma_2$

$\sigma_3$

DESVIACION MEDIA 5°

PORCENTAJE EXPLICADO 67 %