

Aproximación al cálculo de los valores absolutos de paleoesfuerzos compresivos en el Mioceno Inferior de Tudela (Navarra)

I. Gil Peña y J. L. Simón Gómez

Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

ABSTRACT

The analysis of a strike-slip fault population measured in Lower Miocene limestones near Tudela (Navarra, Spain) results in a deviatoric stress tensor characterized by σ_1 oriented 028, 19 S, σ_3 120, 05 W and $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)=0.2-0.5$. The absolute values of effective stresses have been calculated approximately in this way: (1) plotting the fault planes on a Mohr diagram for each R values; (2) defining the Mohr envelope of the Tudela limestones from laboratory testing; (3) estimating the lithostatic vertical palaeostress, equivalent to σ_2 ; (4) fitting the former elements into a σ - τ diagram where both stress scale and coordinate origin are defined and the absolute stresses can be read. The calculated values are: $\sigma_1=470$ kg./cm.², $\sigma_2=50$ kg./cm.², $\sigma_3=55$ kg./cm.² Fitting was only possible for $R=0.2$; so this type of analysis also allows a critical revision of the deviatoric stress results inferred from fault analysis.

Key words: palaeostress, fault analysis, Miocene, Ebro Basin.

Geogaceta, 11 (1992), 31-34.
ISSN: 0213683X

Introducción

En las dos últimas décadas han alcanzado gran desarrollo y vienen siendo extensamente utilizados los métodos de determinación de estados de esfuerzo tectónicos a partir del análisis estadístico de poblaciones de planos y estrías de falla. Los métodos que se ha dado en llamar *dinámicos*, basados en el principio de Bott (1959) (ver Casas *et al.*, 1990), permiten obtener el valor de la relación $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$ que caracteriza el tensor de esfuerzos desviatorio, si bien en ningún caso posibilitan llegar a conocer los valores absolutos de los esfuerzos principales.

No obstante, estos últimos pueden ser calculados si aplicamos el criterio mecánico de Coulomb y, además, determinamos el valor del esfuerzo vertical σ_2 (equivalente a la carga litostática existente en el momento en que actúan los esfuerzos tectónicos). En esta línea, aunque con ligeras diferencias de enfoque, varios autores franceses han realizado ensayos de cálculo de esfuerzos absolutos en diversas zonas de Europa y Norteamérica (París *et al.*, 1975; Bergues *et al.*, 1982; Bergerat *et al.*, 1982, 1985; Angelier, 1989).

La aplicación del criterio de Coulomb requiere el conocimiento de la

línea de resistencia de los planos de discontinuidad activados (caso de que éstos sean preexistentes). Aquí radica, a juicio de la mayoría de autores, uno de los principales inconvenientes del procedimiento. Los ensayos realizados en el laboratorio para determinar dicha línea de resistencia se hacen a una velocidad de deformación que dista mucho de la que existió bajo el campo de esfuerzos tectónico, y sobre una muestra de roca que en sus condiciones actuales tampoco tiene por qué ser representativa de la que, en su día, experimentó la fracturación. Tales problemas, unidos al propio margen de error con el que se determinan el resto de variables implicadas en el cálculo, obligan a considerar los resultados del mismo como una simple estimación que, en cualquier caso, representa un avance en el proceso de caracterización de los campos de paleoesfuerzos tectónicos.

Sistemas de fallas en el Mioceno Inferior de Tudela. Tensores de esfuerzo desviatorios obtenidos a partir de su análisis

En el Mioceno inferior del área de Tudela se reconoce un campo de fallas normales de escala cartográfica con orientación N a NNE (Gracia y

Simón, 1986). Asociadas a éstas existen numerosas microfallas normales y direccionales formando sistemas conjugados. Las primeras, más abundantes, presentan una orientación N a NNE, que coincide con la bisectriz del ángulo formado por la familia direccional dextral (N) y la sinistral (NE).

En un afloramiento de calizas situado en el km. 91 de la carretera N-121 se han medido las orientaciones de planos y estrías de estas microfallas. Su análisis mediante los métodos dinámicos de Etchecopar *et al.* (1981) y diagrama y-R (Simón, 1986) permite reconstruir dos estados de paleoesfuerzos distintos. El conjunto de fallas normales responde a un tensor de esfuerzos de tipo distensivo con σ_3 orientado 110, 01 E y una relación de esfuerzos $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)=0,18$. El sistema de fallas direccionales obedece a un régimen de desgarre (σ_2 vertical) con σ_1 según 028, 19 S y $R=0,49$ (fig. 1).

El hecho de que estas fallas formen sistemas conjugados hace que el valor de la relación R obtenido del análisis deba ser tomado con cautela, ya que cuando un eje principal de esfuerzos está contenido en el plano de falla la dirección de cizalla sobre el mismo es independiente del valor de R. De hecho, en el caso del tensor de desgarre

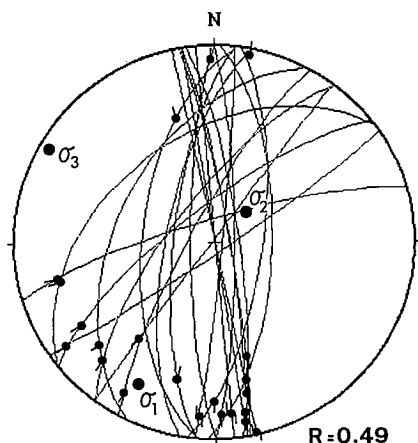


Fig. 1.—Representación estereográfica de las fallas direccionales medidas en la estación de Tudela y tensor de esfuerzos desviatorios que las explica. Diagrama de Schmidt hemisferio inferior. $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$.

se observa una clara inestabilidad de este valor; si bien la solución óptima se ha hallado para $R=0,49$, analizando subpoblaciones aleatorias de fallas dentro de la población total se obtienen valores dispersos entre 0,1 y 0,7, con máximos relativos en torno a 0,2 y 0,5.

Los planos de falla normales presentan características de fallas «hidroplásticas» (estriaciones muy finas, ausencia de recristalización) que hacen pensar en un origen sinsedimentario. Por otra parte, algunos de sus planos muestran estrías de componente direccional superpuestas a las de componente normal. Todo ello parece indicar que la distensión ESE responsable de las microfallas normales representa un primer episodio tectónico, al que siguió una compresión N a NNE que formó las direccionales y reactivó algunos planos de las primeras. El marcado paralelismo entre los ejes de esfuerzo principales en los dos episodios tectónicos sugiere que el cambio de un estado de esfuerzos a otro se produjo mediante el intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 .

Cálculo de esfuerzos absolutos

Nuestro ensayo de cálculo de los valores absolutos de paleoesfuerzos va a referirse únicamente al estado compresivo, y ello por dos razones: (a) los resultados tienen mayor interés desde el punto de vista tectónico, y podrán compararse con los de los tra-

bajos previos mencionados, realizados asimismo sobre estados de esfuerzos compresivos; (b) el carácter hidroplástico de las fallas normales revela un comportamiento del material, en el momento de la fracturación distensiva, mucho más dúctil que el que en la actualidad pueda ofrecer la roca que se ensaya en el laboratorio. Una vez definido el tensor desviatorio de esfuerzos, y contando, en nuestro caso, con una posibilidad realista de estimación de la paleocarga litostática, el procedimiento de cálculo de los valores absolutos de σ_1 , σ_2 y σ_3 ha sido el que se expone a continuación.

1) *Representación de los planos de falla activados en el diagrama de Mohr correspondiente al tensor desviatorio* (sin escala numérica ni origen de coordenadas). Dado que existe una indefinición en el valor de R, hemos optado por elaborar dos diagramas de Mohr distintos, uno para $R=0,2$ y otro para $R=0,5$ (fig. 2). En ambos se han representado tanto los planos de falla direccionales de neoformación como aquellos otros de fallas normales preexistentes que han sido reactivados.

2) *Definición de la línea de resistencia intrínseca de la roca mediante ensayos de compresión en laboratorio.* Se han realizado tres ensayos de compresión simple sobre probetas de caliza procedentes del mismo afloramiento en el que fueron medidas las fallas. Los valores de σ_1 de rotura son, respectivamente, 679, 567 y 545 kg./cm^2 . En la figura 3 se han representado los círculos de Mohr de rotura y en ellos, los puntos correspon-

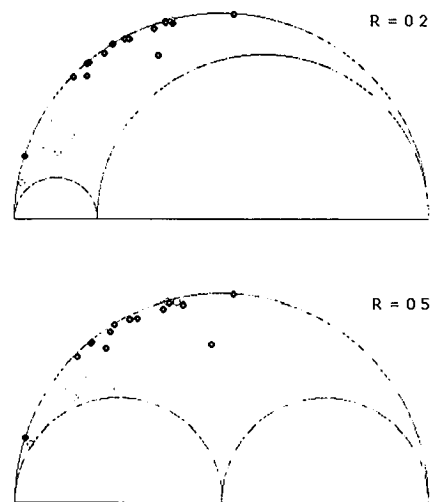


Fig. 2.—Diagramas de Mohr, sin escala, de los planos de falla activados por el tensor de desgarre, considerando $R=0,2$ y $R=0,5$ (explicación en el texto). •: planos de falla neoformados; ◦: planos de fallas normales reactivadas.

dientes a los planos de fractura identificados en las tres probetas. Dichos puntos se reparten en sendos arcos de círculo, más amplio en el caso del primer ensayo (círculo 1), en el que la roca ha mostrado una mayor resistencia aparente y, a la vez, ha experimentado rotura por planos de orientaciones más variadas. Ello sugiere una cierta disposición «secante» de la línea de resistencia intrínseca de la roca respecto a este círculo, en tanto que en los otros ensayos la disposición sería más «tangente». Así, los resultados de todas las pruebas resultan más o menos coherentes con una

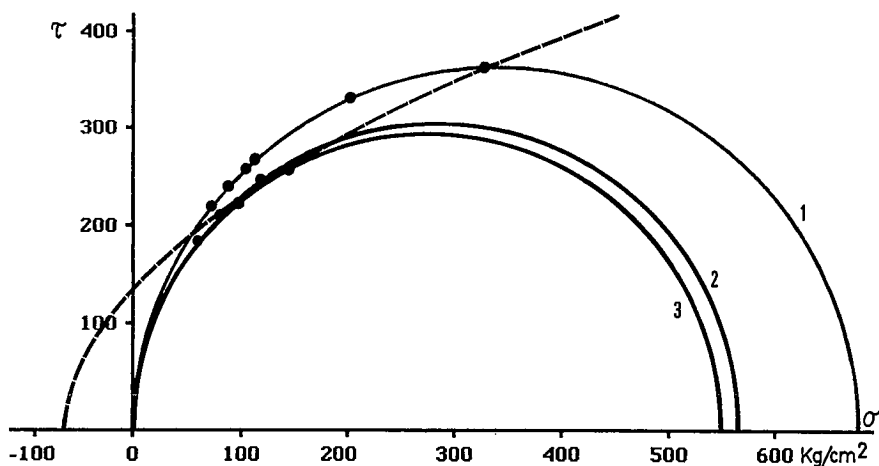


Fig. 3.—Representación de los círculos de Mohr de rotura correspondientes a los tres ensayos uniaxiales realizados en las calizas de Tudela y definición de la línea de resistencia intrínseca de la roca.

misma línea de resistencia intrínseca, que puede ser definida de forma aproximada en la zona de abscisas positivas tal como muestra la figura 3. Contando con la relación que suele darse entre la cohesión (C) y la resistencia a la tracción (T) en la mayor parte de las rocas, $C \approx 2T$ (ver Price, 1966, p. 32), la curva puede ajustarse también de forma aproximada en la parte izquierda del diagrama.

3) *Cálculo de la carga litostática.* La edad más probable de las fallas direccionales de Tudela debe de ser equivalente, aproximadamente, a la de la tabla calcárea que forma la Plana de la Bandera (Aragoniense-Vallesiense?). Dichas fallas han sido observadas en diversos puntos de la serie infrayacente (y alguna de ellas, ocasionalmente, también en la propia Plana de la Bandera). Sin embargo, no existen indicios de ellas, ni de las fallas normales a las que se encuentran asociadas, en la serie superior que culmina en las calizas de Sancho Abarca, donde sólo se observa un diaclasado sistemático de origen distensivo. Así, la serie que reposaría sobre las calizas de Tudela en el momento de su fracturación estaría formada por un espesor máximo de 250 m. de calizas, lutitas y areniscas. Ponderando la presencia de cada una de estas litologías en la serie estratigráfica (a partir de las columnas publicadas con la cartografía geológica de la hoja de Tudela, IGME, 1975), se ha estimado una densidad media de 2,05 g./cm.³ Este valor resulta bastante bajo, pero debemos tener en cuenta que los materiales más abundantes en la serie son lutitas de densidad de torno a 2,0 g./cm.³, y que las escasas calizas intercaladas son asimismo poco densas (2,25 g./cm.³). La carga litostática calculada es de 51 kg./cm.², que corresponde al valor máximo probable del esfuerzo principal σ_2 .

4) *Ajuste de la línea de resistencia experimental a la representación de Mohr de las fallas reales.* Dicho ajuste se ha realizado mediante un procedimiento de tanteo. Se han producido copias de distintos tamaños de las representaciones de Mohr de la figura 2 y una copia en papel transparente de la curva de la figura 3. Esta última ha ido superponiéndose sucesivamente a cada una de las anteriores, manteniendo el punto correspondiente a σ_2 próximo, pero siempre inferior, al valor de 51 kg./cm.², y buscando una

configuración en la cual la línea de resistencia intrínseca pase justo por debajo de los puntos del diagrama de Mohr correspondientes a los planos de falla nuevos. Los puntos que representan discontinuidades preexistentes quedarán, en general, por debajo de dicha línea, puesto que su movimiento no requiere una componente de cizalla tan importante como la necesaria para la rotura; entre ellos se cuentan tanto los planos de fallas normales reactivadas como otros no identificados como tales, pero cuya orientación se aparta de la de los desgarres conjugados. El ajuste es imposible de conseguir si se considera e valor $R=0,5$, mientras que resulta bastante satisfactorio en el caso de $R=0,2$. Este último se muestra en la figura 4, donde puede leerse los valores de esfuerzo obtenidos $\sigma_1=470$ kg./cm.², $\sigma_2=50$ kg./cm.², $\sigma_3=-55$ kg./cm.².

Conclusiones

Una vez obtenido el tensor de esfuerzos desviatorio responsable del

desarrollo del sistema de fallas direccionales que afectan a las calizas del Mioceno inferior de Tudela, la aplicación del criterio mecánico de Coulomb a los planos de las mismas y la estimación de la paleocarga litostática han permitido una aproximación a los valores absolutos de los esfuerzos principales de dicho tensor. Los valores de esfuerzo obtenidos (470, 50 y -55 kg./cm.²) deben ser considerados, en realidad, como los esfuerzos efectivos, a los que habría que sumar la paleopresión de fluidos para obtener los esfuerzos reales. El valor de σ_1 calculado es del mismo orden de magnitud que los hallados por Paris (1975), Bergerat *et al.* (1985) y Angelier (1989) en zonas de plataforma afectadas también por tectónica de desgarre: 400-500, 490-1320 y 250 bares, respectivamente.

El análisis realizado ha permitido, al propio tiempo, una revisión crítica de los propios resultados del tensor desviatorio, permitiendo elegir un valor de $R=0,2$ dentro del margen de ambigüedad con que dicha relación había sido determinada. Este se-

Estación: TUDELA Edad: MIOCENO INFERIOR
Tensor de esfuerzos efectivos:

σ_1 : 208, 19	470 Kg/cm ²	R= 0.2
σ_2 : 045, 71	50 "	
σ_3 : 300, 5	- 55 "	

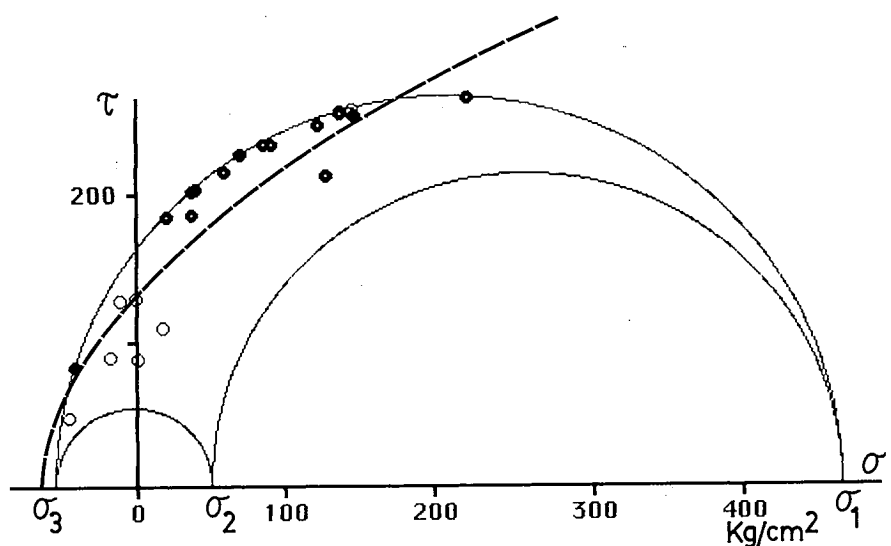


Fig. 4.—Tensor de esfuerzos efectivos, obtenido tras el ajuste de la línea de resistencia intrínseca de la roca a la representación de Mohr de los planos de falla activados. Los puntos A y B representan planos de falla direccionales oblicuos a σ_2 que probablemente no son de neoformación en sentido estricto.

gundo aspecto tiene una gran importancia metodológica, y puede justificarse por sí mismo la tarea realizada aún cuando se pueda mantener un escepticismo razonable sobre la representatividad de los resultados numéricos (Sassi y Carey-Gailhardis, 1987).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con cargo a una Ayuda de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Za-

ragoza y al proyecto CICYT nº GEO91-0924.

Referencias

- Angelier, J. (1989): *J. Struct. Geol.*, 11 (1/2): 37-50.
- Bergerat, F.; Berges, J. y Geysant, J. (1982): *C. R. Acad. Sc. Paris*, 295: 1155-1160.
- Bergerat, F.; Berges, J. y Geysant, J. (1985): *Geol. Rdsch.*, 74 (2): 311-320.
- Berges, J.; Bergerat, F. y Geysant, J. (1982): *9^ª Réunion. ann. Sc. Terre*: 47.
- Casas, A. M.; Gil, I. y Simón, J. L. (1990): *Est. Geol.*, 46 (4-6): 357-479.
- Etchecopar, A.; Vasseur, G. y Daignères (1981): *J. Struct. Geol.*, 3: 51-65.
- Gracia, J. y Simón, J. L. (1986): *Bol. Geol. Min.*, 97 (6): 693-703.
- I.G.M.E. (1975): *Mapa Geológico de España*, hoja nº 282 (Tudela).
- Paris, A.; Dayre, M. y Vialon, P. (1975): *3^ª Réunion. ann. Sc. Terre*: 284.
- Price (1966): *Fault and joint development in brittle and semibrittle rocks*, Pergamon, 176 pp.
- Sassi, W. y Carey-Gailhardis, E. (1987): *Ann. Tectonicae*, 1 (2): 139-154.
- Simón Gómez, J. L. (1986): *Tectonophysics*, 124: 37-53.

Recibido el 1 de octubre de 1991
Aceptado el 25 de octubre de 1991

Magmatismo postorogénico y anorogénico en el Sistema Central Español

Postorogenic and anorogenic magmatism in the Spanish Central System

C. Villaseca (1); M. J. Huertas (1) y J. Nuez (2)

- (1) Dpto. Petrología y Geoquímica. Fac. CC. Geológicas. Univ. Complutense. 28040 Madrid.
(2) Dpto. Edafología y Geología. Fac. CC. Biológicas. Universidad La Laguna (Tenerife).

ABSTRACT

This work is a summary of the last magmatism in the Spanish Central System, which range in age from Permian to Jurassic times. During Permian the magmas change from peraluminous and calcalkaline to shoshonitic affinities, essentially as small plutons and later dike intrusions. This postorogenic magmatism could be related to latehercynian shear faults. At lower Mesozoic age there are some dike intrusions of alkaline to tholeiitic magmas in an anorogenic environment related to Pangea transform zones of pre-Atlantic opening.

Key words: Permian-Jurassic period, Posthercynian to anorogenic transition, dike-swarms, geochemistry.

Geogaceta, 11 (1992), 34-38.
ISSN: 0213683X

Introducción

Aunque la edad del pico metamórfico (M2) de la orogénesis hercínica no está suficientemente precisada en este sector de la zona Centro-Ibérica, ésta debe ser más antigua de 345 Ma., pues las fases tectonometamórficas ligadas al mismo (F2+F3, Arenas *et al.*, 1991) no afectan a plutones de esta edad (plutón de Villacastín, Ibarrola *et al.*, 1987). Así pues, todo el magmatismo de edad Pérmica y posterior puede ser clasificado como postorogénico, pues dista más de 60 Ma. del clímax orogénico hercínico.

Las principales manifestaciones íg-

neas posthercínicas del sector suelen ser diversos enjambres filonianos que se suceden hasta edades Jurásicas. En este trabajo se aborda una síntesis del estado actual de conocimiento de estos episodios magmáticos.

Características del magmatismo en el Pérmico

El final del ciclo hercínico en el Sistema Central Español (S.C.E.) se caracteriza por el emplazamiento de algunos plutones leucograníticos (por ejemplo, Cabeza Mediana: 291 Ma. según Ibarrola *et al.*, 1987; La Ca-

brera: 288 Ma. según Vialette *et al.*, 1981; El Tural: 284 Ma. según Casillas *et al.*, en prensa) y ya muy escasos cuerpos batolíticos monzograníticos (por ejemplo, La Granja: 275 Ma. según Ibarrola *et al.*, op. cit.). Todos estos plutones son de emplazamiento epizonal y están intruidos por los primeros enjambres filonianos E-W de pórfidos graníticos y diques básicos asociados, que se suceden en varios pulsos (fig. 1). No obstante, existen algunos plutones que se emplazan más o menos contemporáneos con estos sistemas filonianos (plutones de El Berrocal y de Navalcubilla, Huertas *et al.*, en prensa).